

N° d'Enregistrement
au C.N.R.S.
A.O. 2788

THÈSES

présentées à

LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES PHYSIQUES

par

Olivier LEENHARDT

Sujet de la 1^{re} thèse

Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale

soutenue le 25 février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM. CAGNIARD, *Président*
GLANGEAUD, *Examineur*
MECHLER, *Rapporteur*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551504_0002

N° d'Enregistrement
au C.N.R.S.
A.O. 2788

THÈSES

présentées à

LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES PHYSIQUES

par

Olivier LEENHARDT

Sujet de la 1^{re} thèse

Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale

soutenue le 25 février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM. CAGNIARD, *Président*
GLANGEAUD, *Examineur*
MECHLER, *Rapporteur*



Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale

Enregistrement, analyse, interprétation

par

Olivier LEENHARDT

Musée océanographique de Monaco

Descripteurs retenus pour cette étude :

Sondage sismique continu — Enregistrement sismique, interprétation — Géologie, Méditerranée occidentale — Missions *Calypso* — Mission *Géomède I (Calypso)* — Mission *Gibraltar II (Jean-Charcot)* — Missions *Jean-Charcot* — Missions *Winnaretta-Singer*.

A la mémoire de Jacques BOURCART

« Pour nous, l'objectif essentiel de la démarche expérimentale est la description, l'inventaire, l'exploration du réel. Sans doute n'est-ce là que la première phase du raisonnement expérimental complet; *mais justement, c'est la première*, celle sans laquelle les autres ne sont pas. Pour parvenir à reconstituer le réel dans le cérébral, il faut d'abord prendre contact avec ce réel par *l'observation*. »

J. FOURASTIÉ

Les conditions de l'esprit scientifique

REMERCIEMENTS

Messieurs les professeurs L. CAGNIARD et L. GLANGEAUD, membre de l'Institut, ont bien voulu guider mon travail. Je leur exprime ici ma profonde gratitude.

Grâce au commandant J.-Y. COUSTEAU, j'ai pu œuvrer dans des conditions à tous points de vue exceptionnelles. A lui et à son équipe* qui m'ont aidé toujours amicalement, j'adresse mes sincères remerciements.

Les professeurs BLANC, BRUNN, COULOMB, membre de l'Institut, DEBELMAS, EDGERTON, GOGUEL, HERSEY, KREE, MILLOT, MORELLI, NICOD, OTTMANN, POLVÈCHE, ROCHE, ROTHÉ et ZARUDSKY m'ont aidé de leurs conseils. M. MECHLER a accepté de juger ce travail. Que chacun veuille lire ici l'expression de ma reconnaissance.

La collaboration avec MM. AGARATÉ, BELLAICHE, BERGERON, BOBIER, CHASSEFIÈRE, DESSOLIN, FROGET, MASCLE, MAUFFRET, MERLE, MORLET, PAUTOT, M.-R. ROUX, SCHMITZ, SCHWAETZER, SERRUYA et M^{mes} SERRUYA et FONTAINE a créé entre nous de solides liens.

Le matériel utilisé a été fourni par le *Research Committee* de la *National Geographic Society*, les C.O.F., le C.O.M.E.X.O., le C.N.R.S. et les sociétés ALCATEL, C.S.F., E.G. & G. et S.I.S. (MM. BOCQUILLON, DEROUET, LAURANT et LOUIT).

* M^{mes} CARPINE et DAVSO, M^{lles} MACCARIO, PISTONATTO, PICARD et RICORD, MM. ALIBERT, ALINAT, BIANCO, GIERMANN, LORENZI, MADRANGE, MIZIKOS, PIERROT, REBUFFATTI, ROLLAND, Ch. ROUX, SABATIER et TOSCANO du Musée océanographique.

MM. BERNARD, BRENOT, LOPEZ, MOLLARD, MORHANGE, PLÉ, J. ROUX, SÉGUI, TROMBETTA et VALLIÈRE du Centre d'études marines avancées (ex O.F.R.S.).

MM. LABAN, LÉANDRI, MARCELIN, MARITANO, OMER, SAOUT et ZUENA des Campagnes océanographiques françaises.

TABLE DES MATIÈRES

	<i>page</i>
TABLE DES FIGURES	7
RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	9
ZUSAMMENFASSUNG	10
Краткое содержание	10
INTRODUCTION	11
A - Une méthode originale.....	11
B - De création récente.....	11
1. La genèse	11
2. La croissance.....	12
Première partie : L'ENREGISTREMENT	13
Chapitre I	13
A - La nature du problème	13
1. Schéma physique du tréfonds	13
2. Le processus de la mesure.....	13
3. Le devenir du signal	14
a) Le signal émis	14
b) Influence de la profondeur de la source.....	15
c) Trajet dans l'eau	16
d) Trajet dans le sol	17
e) Profondeur d'immersion de l'hydrophone	17
f) Filtrage spatial provoqué par l'hydrophone	17
g) Réponse de l'hydrophone	17
h) Bande passante des amplificateurs et des filtres	17
i) Inscription graphique de la tension électrique	17
B - Les conditions de la mise en œuvre	18
1. Le dilemme pénétration-résolution	18
a) La résolution	18
b) La pénétration	18
c) La recherche du compromis.....	18
2. Les dimensions des hydrophones	18
3. Les bruits	20
a) Les bruits de la mer ..	20
b) Les bruits du navire	20
c) Les bruits propres de l'hydrophone	21
C - L'enregistrement.....	21
1. L'enregistrement magnétique	21
2. L'enregistrement graphique	21
3. Remarques	23

	<i>page</i>
Deuxième partie : L'ANALYSE	25
Chapitre II : L'analyse du caractère	25
A - Le caractère de réflexion	27
B - Différents types de caractères	31
1. Les bons caractères	31
2. Les caractères pauvres	31
3. Les caractères changeants.....	33
C - Le pointé des réflexions.....	33
1. Les réflexions multiples.....	33
2. Les horizons fantômes	34
3. La corrélation	34
Chapitre III : La géométrie des réflecteurs	35
A - Les différentes formes de réflecteurs	35
1. Rectilignes	35
2. Courbes	36
3. Complexes	37
4. Discontinues	37
5. Hyperboliques	39
B - Analyse de certains réflecteurs	39
1. Courbure vers le bas.....	39
2. Courbure vers le haut.....	39
3. Hyperboles de diffraction	39
a) Considérations théoriques	39
b) Application pratique	43
C - L'analyse tectonique	44
1. La disposition des réflecteurs	44
2. L'étude tectonique	44
Chapitre IV : La question des vitesses.....	49
A - Introduction	49
1. Réfraction	49
2. Réflexion oblique	49
3. Diagraphie acoustique	50
B - Les méthodes directes	50
1. Mesures sur échantillons	50
a) Quelques méthodes à très haute fréquence (≥ 1 MHz)	50
b) Méthodes à haute fréquence (≤ 80 kHz)	50
2. Mesures <i>in situ</i>	52
a) Mesures de vitesse horizontale	52
b) Méthode du piquet acoustique	52
c) Résultats des mesures au piquet acoustique.....	54
d) Méthode de ROBERSON	56
C - La réfraction	57
1. En sondage sismique continu	57
a) Expérience personnelle	57
b) Méthode de MORGAN	58
2. A l'explosif	58
a) Banc des Blauquières	58
b) Banc du Méjean	60
c) Plaine abyssale méditerranéenne	61

D - La réflexion oblique	64
1. Niveaux superficiels	64
a) Expérience du <i>Chain</i>	64
b) Mesures à Nantua	65
2. Avec grande pénétration.....	67
a) La méthode de <i>Lamont</i>	67
b) La méthode pétrolière	67
E - Nécessité des forages	67

Troisième partie : L'INTERPRÉTATION	69
---	----

Chapitre V : Le plateau continental au sud de Marseille	69
---	----

A - Les études superficielles	69
B - La zone de Planier	70
1. Généralités	70
2. L'étude sismique.....	75
a) Analyse du caractère	76
b) Le réflecteur B	80
c) Le réflecteur C	83
d) Les réflecteurs D	83
e) Le recouvrement	90
f) Les canyons remblayés	92
3. Interprétation.....	93
C - Le plateau continental provençal.....	94

Chapitre VI : La plaine abyssale ligure - Étude de la colline A	95
--	----

A - Historique	95
B - Étude détaillée de la colline A	95
1. Bathymétrie et magnétisme	95
2. Sondages sismiques continus	103
C - La nature des dômes	104
1. Dômes de boues.....	111
2. Volcans ou laccolithes.....	111
3. Anticlinaux	111
4. Karst géant	111
5. Dômes de sel	111
D - Conclusion	112

CONCLUSION GÉNÉRALE	113
---------------------------	-----

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	115
-----------------------------------	-----

TABLE DES FIGURES

	<i>page</i>
Fig. 1. — Série de dioptries	14
Fig. 2. — Signal de Dirac	15
Fig. 3. — Un signal sismique réel	15
Fig. 4. — Durée du signal	16
Fig. 5. — Schéma logique des transformations du signal sismique	17
Fig. 6. — Calcul du ΔT	19
Fig. 7. — Graphe de la relation en T , D et L	20
Fig. 8. — Description d'un enregistrement	22
Fig. 9. — Schéma de la programmation	23
Fig. 10. — Inscription d'une onde sur un enregistrement graphique	25
Fig. 11. — Hautes et basses fréquences sur un enregistrement	26
Fig. 12. — Nombre de phases d'une réflexion	28
Fig. 13. — Séquence de réflexions	29
Fig. 14. — Coupe du plateau continental monégasque	30
Fig. 15. — Détail de l'horizon K	31
Fig. 16. — L'horizon G dans la zone des dômes	32
Fig. 17. — Différents types de multiples	33
Fig. 18. — Réflecteurs rectilignes	35
Fig. 19. — L'horizon K au sud de La Ciotat	36
Fig. 20. — Un volcan en mer d'Alboran	37
Fig. 21. — Hyperboles de diffraction dans la zone A	38
Fig. 22. — Caustique et zone d'ombre [d'après GOGUEL]	40
Fig. 23. — Anticlinaux sous la plaine abyssale	41
Fig. 24. — Déport latéral en sondage sismique continu [d'après GOGUEL]	42
Fig. 25. — Schéma du point brillant	43
Fig. 26. — Canyon remblayé et biseau	45
Fig. 27. — Sédimentation plioquaternaire régulière	46
Fig. 28. — Le substrat antépliocène	47
Fig. 29. — Stratification interrompue	48
Fig. 30. — Courbes d'atténuation mesurée dans le sable	51
Fig. 31. — Variation du coefficient de réflexion dans le sable en fonction de la fréquence ...	51
Fig. 32. — Diagraphie d'ULONSKA	53
Fig. 33. — Schéma du piquet acoustique	54
Fig. 34. — Oscillogrammes du piquet acoustique	55
Fig. 35. — Calcul de ROBERSON	56
Fig. 36. — Ondes réfractées en sondage sismique continu	57
Fig. 37. — Coupe du banc des Blauquières [d'après DUCROT]	58
Fig. 38. — Coupe <i>sparker</i> du banc des Blauquières	59
Fig. 39. — Plan de position des mesures sismiques sur le banc des Blauquières	60
Fig. 40. — Plan de position des mesures sismiques sur le banc du Méjean	61
Fig. 41. — Calcul de la vitesse des sédiments encaissant un dôme de sel	62
Fig. 42. — Copie d'une bande <i>sparker</i>	63
Fig. 43. — Enregistrement en réflexion oblique	64
Fig. 44. — Approximation en réflexion oblique	65
Fig. 45. — Calcul de la vitesse moyenne en réflexion oblique	66
Fig. 46. — Situation de la zone de Planier	70

Fig. 47. — Coupe bathymétrique schématisée (Planier)	71
Fig. 48. — Plan de position (Planier)	72
Fig. 49. — Coupe <i>boomer</i> 300 J avec résolution de 2 ms	73
Fig. 50. — Carte bathymétrique en temps bruts (Planier)	74
Fig. 51. — Correction des temps bruts (Planier)	75
Fig. 52. — Coupe ligne Z - Le réflecteur C (Planier).....	76
Fig. 53. — Coupe ligne D - Le réflecteur B (Planier)	77
Fig. 54. — Coupe <i>boomer</i> 300 J - La couverture (Planier)	78
Fig. 55. — Coupe ligne H - Le réflecteur B (Planier)	79
Fig. 56. — Coupe ligne E - Les réflecteurs D (Planier).....	80
Fig. 57. — Isochrones du réflecteur B (Planier)	81
Fig. 58. — Isopaques fond - réflecteur B (Planier)	82
Fig. 59. — Isochrones du réflecteur C (Planier)	84
Fig. 60. — Coupe ligne M - Le réflecteur C (Planier)	85
Fig. 61. — Montage des lignes SW (Planier)	86
Fig. 62. — Isopaques réflecteurs B - réflecteurs C (Planier)	87
Fig. 63. — Provinces tectoniques	88
Fig. 64. — Coupe ligne Y - Les réflecteurs D (Planier).....	89
Fig. 65. — Coupe ligne G - Les réflecteurs D (Planier)	90
Fig. 66. — Coupe ligne I - Les niveaux inclinés (Planier)	91
Fig. 67. — Coupe <i>boomer</i> 300 J - La <i>knee line</i> (Planier)	92
Fig. 68. — Coupe ligne W - Canyon remblayé (Planier)	93
Fig. 69. — Enregistrements bathymétriques sur la colline B	96
Fig. 70. — Plan de position des routes du <i>Bannock</i> et carte du champ magnétique total sur la colline A	97
Fig. 71. — Carte bathymétrique de la colline A et plan de position des sondages sismiques..	98
Fig. 72. — Résiduelle « brute » (colline A)	100
Fig. 73. — Résiduelle lissée (colline A).....	101
Fig. 74. — Résiduelle secondaire (Version MOM) (colline A)	102
Fig. 75. — Résiduelle secondaire (Version CGG) (colline A)	103
Fig. 76. — Isochrones du niveau G₁ (colline A)	105
Fig. 77. — Isochrones du niveau G (colline A)	106
Fig. 78. — Isopaques - G₁ - G (colline A)	107
Fig. 79. — Coupe de la colline A	108
Fig. 80. — Carte des collines abyssales et des dômes non affleurants en mer Ligure	109
Fig. 81. — Emplacement des illustrations	110

RÉSUMÉ

On définit le sondage sismique continu et l'on retrace son évolution; montrant les transformations du signal depuis son émission jusqu'à sa réception, on insiste sur l'antithèse résolution-pénétration et sur l'importance d'une mise en œuvre raisonnée et soignée à la mer.

Les différentes phases de l'analyse de l'enregistrement sont précisées : l'analyse du caractère de réflexion et le tracé des cartes sont l'œuvre propre du géophysicien; l'étude tectonique et l'interprétation requièrent la géodynamique. L'interprétation géologique ne peut être poussée que lorsque la connaissance des vitesses sismiques est bonne : l'auteur détaille les différentes mesures qu'il a pu effectuer dans les sédiments superficiels et indique les méthodes récemment mises au point pour déterminer les lois de vitesse en profondeur.

Mais la variété des problèmes géologiques posés, qui nécessite une mise en œuvre adaptée du matériel, offre à l'interpréteur différents types de données. En sondage de vase, les carottes sont faciles à obtenir et l'interprétation est immédiate. Sur le plateau continental, où l'on ne peut espérer carotter que sur des affleurements, des arguments de continuité géologique précisent les ensembles structuraux définis par le sondage sismique continu. L'exemple de la zone de Planier, près de Marseille, illustre cette démarche. Dans la plaine abyssale, seul l'arsenal géophysique est disponible. En attendant des forages profonds, les données de la morphologie, de la sismique réfraction et du magnétisme sont combinés à des sondages sismiques continus très denses pour montrer que les collines de la plaine abyssale ligure sont certainement des dômes de sel.

Méthode née de la mer, d'une grande souplesse d'emploi, qui permet une analyse précise et offre des résultats d'une surprenante fécondité, le sondage sismique continu, créé dans les années cinquante, est, dix ans après, d'un usage général en océanographie.

ABSTRACT

Continuous seismic profiling in the Western Mediterranean Sea

Record, analysis, interpretation

Continuous seismic profiling is defined and its evolution is traced back. Then it is shown how the signal is transformed, from emission to recording time. Special attention is paid to the resolution-penetration antithesis and the importance of carefully controlled operations at sea.

The different stages of record analysis are precisely detailed : reflection of character analysis and other chart drafting are both work for the geophysicist; tectonic study and interpretation require geodynamics. Geological interpretation needs a good knowledge of seismic velocities. The author develops the different ways he employed to measure velocities in unconsolidated sediments and also mentions new methods for determining velocity functions in deeper formations.

Many geological problems to be solved need appropriate means in the use of the material. Various kinds of interpretation could be given to these questions, using geological data. When pinger probing, cores are both easy to obtain and to interpret. On the continental shelf, cores can only be taken on the rare outcrops, but the necessary continuity for the geological formations leads to a better definition of the structural units that have been defined by continuous seismic profiles. The example of the Planier area illustrates this point. In abyssal plains the only mean that can be used is the geophysical method.

As deep coring is not yet utilisable, the author uses morphological data, seismic refraction and magnetic results, combined with detailed seismic profiles to show that the abyssal hills of the Ligurian plain are most certainly salt domes.

Continuous seismic profiling is an essentially marine technique, begun in the 1950's, highly flexible and allowing precise analysis. It has proved rich results, and now, ten years later, its use in oceanography has become generalised.

ZUSAMMENFASSUNG

Sedimentechogrammetrie im westlichen Mittelmeer

Aufzeichnung, Analyse, Deutung

Die Methode, Sedimente mit Hilfe von Echogrammen zu untersuchen, wird in ihrer Entwicklung beschrieben. Die Veränderungen des akustischen Signals von der Sendung bis zum Empfang werden aufgezeigt. Dabei werden die Komplementarität: Auflösung — Durchdringung und die Bedeutung einer gut vorbereiteten und sorgfältigen Anwendung im Meer besonders hervorgehoben.

Der Verfasser legt die verschiedenen Phasen der Analyse der Aufzeichnungen dar. Die Untersuchung der Echo-Strukturen und die Darstellung des Ergebnisses in Karten sind die eigentlichen Aufgaben des Geophysikers. Die tektonische Untersuchung und die Interpretation sind Aufgaben der Geodynamik. Die geologische Deutung erfordert eine gute Kenntnis der Schallgeschwindigkeiten in Sedimenten. Der Verfasser beschreibt die verschiedenen Schallmessungen, die er in den oberen Schichten durchführen konnte und weist auf neuentwickelte Methoden hin, um die Werte für die Geschwindigkeiten in den tieferen Schichten zu ermitteln.

Die Verschiedenartigkeit der geologischen Probleme erfordert jeweils eine spezielle technische Anwendung der Methode und führt somit zu verschiedenen Arten von Ergebnissen, zu deren Interpretation weitere geologische Untersuchungsmethoden hinzugezogen werden. Bei Untersuchung der rezenten Sedimente sind Stossrohr-Kerne leicht zu erhalten und zu deuten. Auf dem Festlandssockel, wo Kerne sehr viel schwieriger zu erhalten sind, hilft die Hypothese geologischer Kontinuität wesentlich zu einer präziseren Deutung der Gesamtstrukturen, die vom Sedimentechogramm aufgezeigt worden sind. Das Beispiel des Planier-Gebietes in der Nähe von Marseille veranschaulicht dieses Vorgehen. Für die Untersuchung der Tiefsee-Ebene stehen nur geophysikalische Mittel zur Verfügung. Da es noch keine sehr tiefen Bohrungen gibt, schliesst der Verfasser aus dem sehr engabständigen Sedimentechogrammen unter Verwendung morphologischer, magnetischer und refraktionsseismischer Ergebnisse, dass die Hügel des ligurischen Meeresbodens mit Sicherheit Salzkuppen sind.

Die Sedimentechogrammetrie ist eine Methode, die — für das Meer in den 50^{er} Jahren entwickelt — vielfältige Anwendungsmöglichkeiten bietet, eine zuverlässige Analyse zulässt und zu erstaunlich ergiebigen Resultaten führt. Heute, 10 Jahre nach ihrer Einführung, gehört sie bereits zu den geophysikalisch-ozeanographischen Standard-Methoden.

Постоянная сейсмическая разведка в западной зоне Средиземного моря
Запись, анализ и интерпретация явлений

Оливье ЛЕЕНХАРДТ

Краткое содержание

Определение постоянной сейсмической разведки и описание ее эволюции; трансформации сигнала от начала возникновения до наблюдательного пункта; при этом настаивается на антитезе разложение на составные части, проникновение, а также на значении систематического и тщательного использования морской среды.

Различные фазы разбора записи уточняются: анализ характера рефлексии и составление карт являются прямой задачей геофизика; тектоническое изучение и интерпретация относятся к динамической геологии. Геологическая интерпретация может быть развита лишь при правильном определении сейсмических скоростей: автор детально разбирает сделавшие измерения на поверхностных осадках и перечисляет современные разработанные методы для установления законов скорости в глубине.

Но разнообразие поставленных геологических проблем требующих применение соответствующего оборудования, предоставляет интерпретатору разные типы данных. При разведке в илистом грунте карротаж не вызывает затруднений и интерпретация производится немедленно. На шельфе где карротаж возможен лишь при наличии обнаженных пород, доказательства геологической непрерывности уточняют структуры определенные постоянной сейсмической разведкой. Пример зоны Планье, около Марселя, иллюстрирует такой метод. В абиссальной впадине применяется исключительно геофизическая аппаратура. За отсутствием глубинного бурения, данные полученные при помощи морфологии, сейсмического отражения и магнетизма сопоставляются с сильно учащенной постоянной сейсмической разведкой, чтобы показать, что холмы лигурийской абиссальной впадины являются несомненно соляными куполами.

Метод основанный на изучении морской среды, большой гибкости применения, позволяющий точный анализ и дающий удивительное изобилие результатов, постоянная сейсмическая разведка, созданная в 50-ых годах, десять лет спустя стала общеупотребительной в океанографии.

INTRODUCTION

A — UNE MÉTHODE ORIGINALE

En un point donné, à bord d'un navire en route, émettre dans l'eau une brève impulsion élastique puis recevoir les échos réfléchis par le fond et les discontinuités élastiques du tréfonds, les amplifier, les filtrer et les enregistrer à la manière d'un écho-sondeur sur une bande de papier, répéter ces actes plusieurs fois par minute ou par seconde, telle est la séquence d'opérations que l'on appelle sondage sismique continu. Il en résulte une *coupe temps, document brut*. La facilité du travail, sa souplesse d'emploi et la simplicité de l'interprétation du document qui suggère une coupe géologique en font la méthode la plus employée aujourd'hui pour l'exploration du sous-sol marin.

Considérons la place du sondage sismique continu dans la méthodologie des disciplines océanographiques. La tentation courante est de parler de l'océanographie comme d'une science. L'océanographie est le lieu de rencontre de chercheurs de formations variées, attachés à l'étude de problèmes spécifiques; l'océanographie résulte d'une contingence commune : le travail à la mer. Chaque discipline relevant des sciences physiques ou naturelles trouve son prolongement en océanographie; seul le sondage sismique continu n'existe pas à terre. Sans doute dira-t-on qu'il est issu de la bathymétrie. Mais l'on voit bien que la sismique terrestre aéroportée (qui serait l'équivalent du sondage sismique continu) est impossible. C'est à la perfection du couplage élastique entre la source sismique et l'eau qu'est dû le sondage sismique continu. Sa transposition à terre serait du plus grand intérêt; elle n'est pas encore réalisée.

L'originalité du sondage sismique continu dans la méthodologie scientifique, c'est d'être né de la mer.

B — DE CRÉATION RÉCENTE

1. La genèse

L'application en mer des méthodes géophysiques est récente. VENING MEINESZ a commencé ses travaux il y a moins de cinquante ans. Le sondage bathymétrique est à peine plus ancien, que créèrent LANGEVIN et MARTI. La *sismique marine* voit le jour en 1927 : une compagnie pétrolière américaine [ROSAIRE & LESTER, 1932] prospecte les marais du Mississippi. En 1934, EWING [EWING, CRARY & RUTHERFORD, 1937] entreprend ses premiers grands travaux : l'étude du plateau et de la pente continentale de l'Est américain. L'école de Cambridge l'imité dans la Manche [BULLARD *et al.*, 1940] juste avant la guerre. Au moment du conflit mondial, les différentes techniques « classiques » sont élaborées, les méthodes d'interprétation mises au point et quelques innovations tentées. Pendant la guerre, l'école américaine continue de progresser, s'appliquant plus particulièrement aux études d'acoustique sous-marine.

Dès la paix revenue, la sismique marine connaît un renouveau : trois laboratoires font figure de chefs de file : *Lamont Geological Observatory*, sous l'impulsion d'EWING, puis *Woods Hole Oceanographic Institution* avec HERSEY et *Scripps Institution of Oceanography* avec RAITT consacrent une bonne part de leurs efforts à ces études.

Les Anglais de Cambridge, avec GASKELL et HILL, sont les pionniers de méthodes originales, tandis que le suédois WEIBULL fait une tentative intéressante. Les pétroliers adaptent les techniques mises au point à terre aux contingences qu'impose la mer sur les plateaux continentaux, au large du Texas en particulier. La méthode de réfraction, adaptée par les universitaires à la détermination de la structure de l'écorce, et la méthode de réflexion, apte à l'étude des structures pétrolières, sont bien au point dans les années cinquante.

Mais ces opérations sont lourdes. La méthode de réflexion suppose des investissements qui sont, alors, hors de portée des laboratoires universitaires. Le besoin « d'autre chose » se fait sentir.

A ce moment (1954) naissent les premiers enregistreurs graphiques de précision, construits pour permettre des sondages bathymétriques précis. Pourquoi ne pas s'inspirer de cette méthode et ne pas utiliser ses moyens pour l'étude sismique du sol sous-marin? A cette question les équipes de *Lamont Geological Observatory* et de *Woods Hole Oceanographic Institution* répondent ensemble. C'est la naissance

du sondage sismique continu, des œuvres d'EWING et de HERSEY*, avec le *sparker*. D'autres équipes utilisent les possibilités des transducteurs électro-acoustiques et développent le sondage de vase, sous deux formes à peu près abandonnées aujourd'hui : l'appareil de la *Telephonics Co*, le *sonoprobe* de la *Magnolia Co*.

2. La croissance

L'on assiste depuis

— à une course à la puissance : HERSEY disposait sur le *Chain*, en 1961, d'un *sparker* de 25 000 J, en 1964 de 100 000 J ; la Compagnie générale de géophysique (C.G.G.) en fabrique un de 500 000 J.

— à une création incessante de sources nouvelles : en 1960, EDGERTON construit le *boomer* (alors *thumper*) pour répondre aux vœux d'HERSEY, puis le *mud penetrator* ; EWING réalise le *gas exploder* puis le canon à air. FAIL met au point le flexotir... D'autres sources nouvelles sont inventées chaque année [KRAMER, PETERSON & WALTER, 1968].

Dans le domaine des récepteurs, les perfectionnements sont beaucoup plus lents. De petits hydrophones électrodynamiques sont d'abord utilisés. Le développement de l'industrie de la céramique piézo-électrique permet d'améliorer les performances. L'on groupe ensuite les hydrophones en « flûtes » ou « anguilles ». *Chesapeake Instruments Co* crée en 1963, à la suite de longues études sur l'hydrodynamique des corps remorqués, une flûte qui marque un progrès net.

L'industrie pétrolière apporte ses moyens immenses. Au lieu d'utiliser une seule chaîne d'enregistrement, elle en emploie vingt-quatre. Le traitement de l'information envahit toute la sismique de telle sorte que rien, ou presque, ne distingue, après traitement, une coupe sismique pétrolière enregistrée en mer d'une autre coupe réalisée à terre.

En variant les paramètres dont il dispose, le géophysicien peut sonder le tréfonds marin à plus ou moins grande profondeur et, en puisant dans l'arsenal de ses moyens techniques, il peut résoudre les problèmes géologiques les plus fréquemment rencontrés. Deux soucis dominent dans l'esprit du technicien : faire mieux et le faire plus simplement. Grâce aux inventions nouvelles, il perfectionne son appareillage, le rend plus puissant et plus sensible. En expérimentant à la mer aussi souvent que possible, il maîtrise les conditions de mise en œuvre et les simplifie. En affinant ses analyses et en confrontant ses résultats avec les données géologiques, il domine ses outils et les adapte aux problèmes posés par les géologues.

Chaque jour l'on progresse vers les sondages sismiques continus sur les grandes discontinuités de CONRAD et de MOHOROVIČIĆ, vers l'usage des navires à leur vitesse de croisière, même par mauvais temps, vers une résolution comparable à la finesse des observations du géologue, avec son marteau, étudiant les séquences d'une ancienne sédimentation complexe. Le futur nous apportera sûrement son lot de nouvelles inventions. Mais l'intérêt scientifique de résultats meilleurs est contrebalancé par l'aspect économique des opérations nouvelles. Aussi l'on sent venir le moment où pour la solution de différents problèmes, en particulier ceux que pose le génie côtier, la satisfaction des besoins sera réalisée et où certaines des techniques du sondage sismique continu entreront dans leur phase de maturité.

* HERSEY [1963] rapporte l'origine du sondage sismique continu dont il est le père.

PREMIÈRE PARTIE
L'ENREGISTREMENT

CHAPITRE PREMIER

En géophysique, l'enregistrement est, par excellence, une opération de terrain. Elle demande une préparation, le rassemblement de moyens et, une fois en place, une mise en œuvre soignée. En sondage sismique continu, l'opération a lieu en mer, dans des conditions physiques parfois précaires et inconfortables. Pour être couronnée de succès, elle doit être d'autant mieux prévue que le stock de matériel disponible ne peut être augmenté et d'autant plus raisonnée que l'esprit ne conserve pas toujours la même agilité qu'à terre.

Avant d'étudier les conditions optimales de la mise en œuvre des appareils, considérons d'abord la nature du problème à résoudre : comment se présente le tréfonds marin et quel est le processus physique de la mesure?

A — LA NATURE DU PROBLÈME

1. Schéma physique du tréfonds

Sous la couche d'eau qui forme la mer, on rencontre généralement une couche de vase d'épaisseur variable. Plus bas, on peut poser *a priori* que le sol est de la même nature qu'à terre. Cette hypothèse n'est pas toujours exacte, mais elle est commode. Le tréfonds marin est donc constitué d'une stratification de terrains les uns conformes, les autres discordants, plus ou moins épais, de pétrographie diverse. En termes physiques, ces terrains sont définis par leur épaisseur, leur densité et leur vitesse*, c'est-à-dire leur impédance acoustique. La vitesse varie avec la densité propre des minéraux constituant la roche, c'est-à-dire la taille des grains et leur arrangement, sa porosité et sa teneur en eau.

En première approximation, le tréfonds se présente comme une succession verticale de dioptries; les lames qu'ils séparent sont définies par leur épaisseur et leur impédance acoustique. Ceci revient à considérer une série de dioptries repérés suivant la verticale et affectés d'un coefficient de réflexion (fig. 1). Celui-ci se déduit des impédances acoustiques des deux couches au contact par la formule classique (valable ici pour un rayon perpendiculaire au dioptre, dans le cas où l'épaisseur des couches considérées est grande devant la longueur d'onde utilisée) :

$$K = \frac{d_2 V_2 - d_1 V_1}{d_2 V_2 + d_1 V_1}$$

les indices se rapportant aux deux milieux en présence, d et V étant les densité et vitesse ($V_2 > V_1$).

2. Le processus de la mesure

Supposons que nous disposions, comme source sismique, d'un signal de Dirac (nul sauf pour $t = 0$ dans l'espace temps et d'amplitude constante quelle que soit la fréquence dans l'espace fréquence) (fig. 2) émis en surface.

Ce signal se propage à la verticale, au travers de la série des dioptries. A chaque interface, le signal est réfléchi et réfracté** sur chacun des dioptries une ou plusieurs fois. Il en résulte un signal réfléchi qui

* Par commodité, j'écris *vitesse d'une couche* pour *vitesse de propagation des ondes élastiques longitudinales dans une couche*.

** Je considère uniquement les ondes longitudinales; les ondes transversales ne sont pas, en général, mises en évidence en sondage sismique continu.

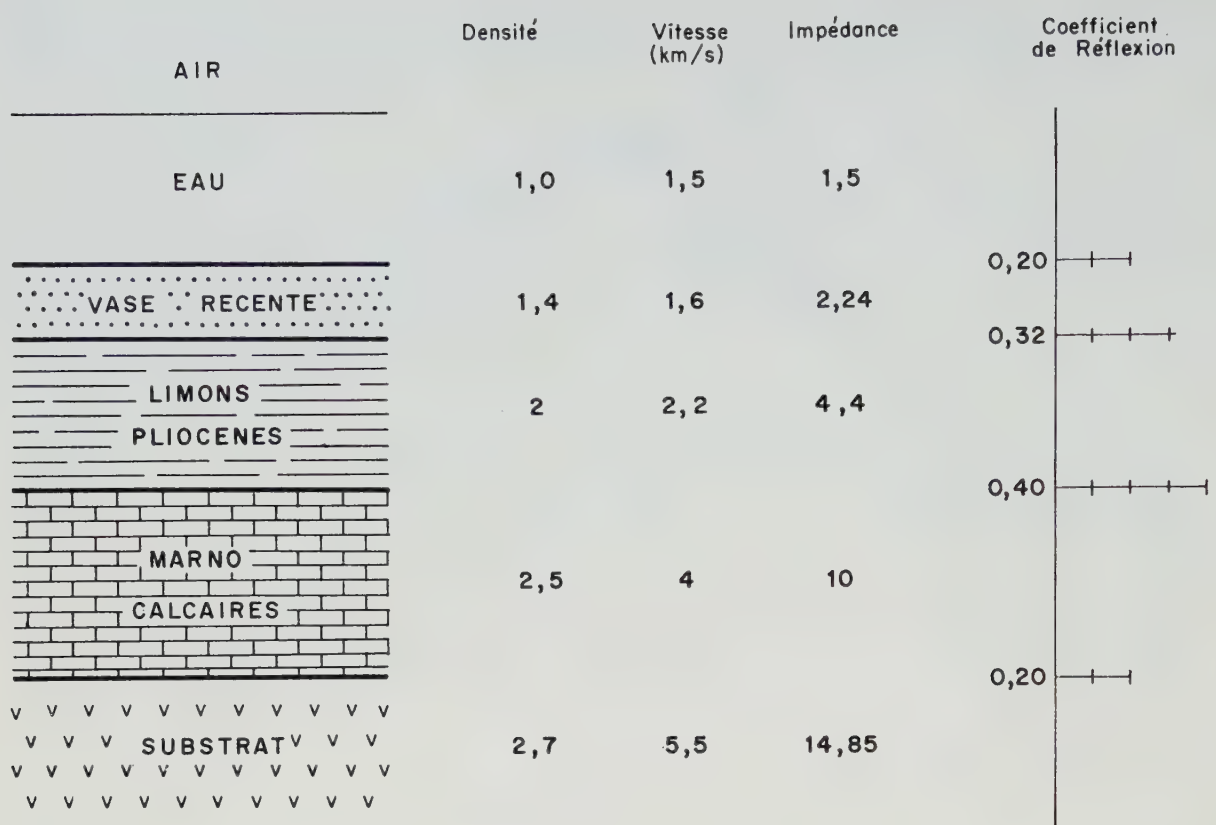


FIG. 1. — Série de dioptries.
A gauche une coupe géologique vraisemblable; à droite, la série des dioptries correspondants.

remonte à la surface. Ce signal représente la séquence, repérée en temps, des coefficients de réflexion de la série des dioptries traversés, y compris les réflexions multiples entre ces dioptries.

Si nous pouvons éliminer les réflexions multiples, nous connaissons la constitution élastique du tréfonds; le problème est résolu. Pratiquement, le processus est plus complexe :

- On ne sait pas émettre un signal de Dirac. Un signal sismique possède une durée, une amplitude et un spectre de fréquence finis (fig. 3).
- Les couches géologiques ne sont pas homogènes et isotropes. Elles absorbent sélectivement une part du signal.
- L'élimination des réflexions multiples n'est pas immédiate.

Ce sont là les principales difficultés du sondage sismique continu. Pour serrer le problème de plus près, disons quelques mots des aspects concrets de la mise en œuvre (les appareils sont détaillés en annexe).

La source sismique est traînée derrière le navire, à faible profondeur. Les signaux qu'elle émet parviennent, après divers trajets, au récepteur; celui-ci, généralement remorqué assez loin derrière le bateau, est soumis aux bruits ambiants. Il transforme les variations de pression en tension électrique. Cette tension est préamplifiée, filtrée, amplifiée et enregistrée.

Dans ces conditions, considérons :

3. Le devenir du signal
a - Le signal émis

C'est une impulsion dont la durée, l'amplitude et le spectre dépendent du principe de construction de la source et de sa profondeur d'immersion.

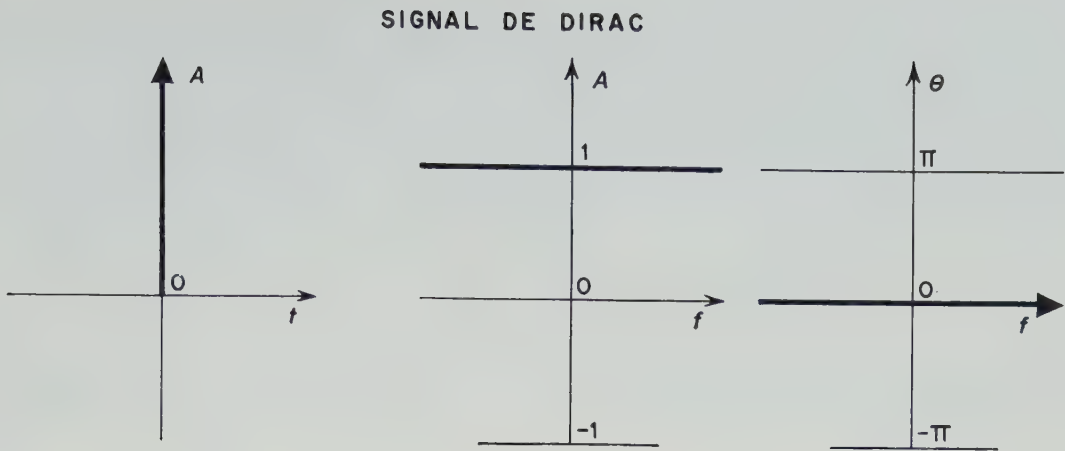


FIG. 2. — Signal de Dirac dans la base temps et dans la base fréquence.

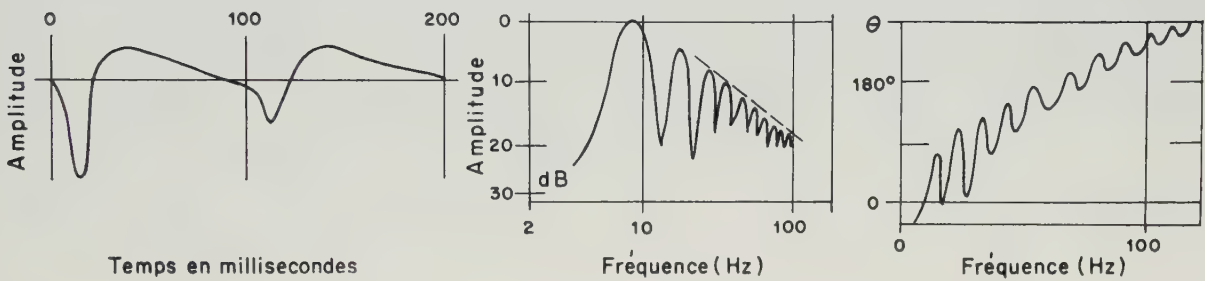


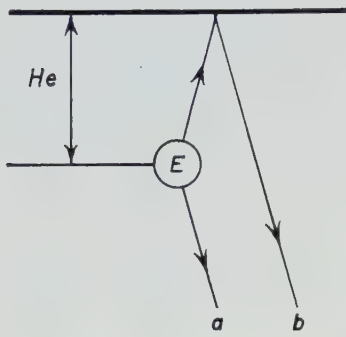
FIG. 3. — Un signal réel dans les deux bases.

b - Influence de la profondeur d'immersion de la source

Dans tous les cas où la source est omnidirectionnelle*, le signal réfléchi (avec changement de signe) contre la surface se combine au signal émis, à condition que la valeur-crête de la pression de l'onde incidente soit inférieure à une atmosphère, ce qui est le cas des sources utilisées pour réaliser les enregistrements présentés dans ce travail. La source se présente alors comme un dipôle dont l'un des pôles est la source elle-même et l'autre son image par rapport à la surface. Il en résulte une certaine directivité et un renforcement de fréquences privilégiées.

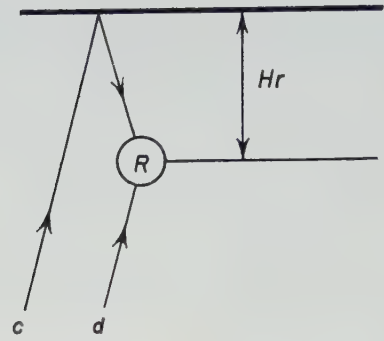
Soit H_e la profondeur de la source, le retard du signal réfléchi est $t = 2 \frac{H_e}{V_e}$ (V_e étant la vitesse du son dans l'eau). Toute longueur d'onde $\lambda = 4 H_e$ est renforcée. Ainsi, par un choix judicieux de la profondeur d'émission, on renforce une fréquence du spectre (fig. 4).

* La directivité résulte du rapport entre la surface active de l'émetteur et la longueur d'onde émise. En première analyse, nous considérerons uniquement des sources omnidirectionnelles.



Le signal *b* est en retard sur le signal *a* de

$$\frac{2 H_e}{V}$$



Le signal *c* est en retard sur le signal *d* de

$$\frac{2 H_r}{V}$$

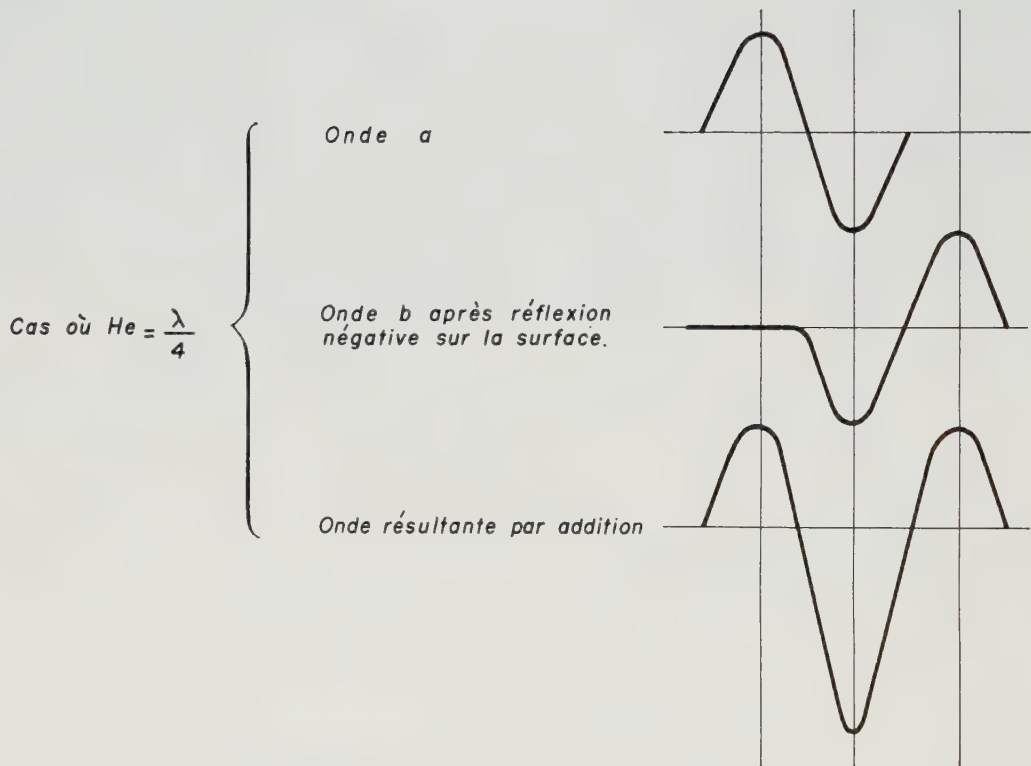


FIG. 4. — Composition du signal émis avec le signal réfléchi contre la surface = durée du signal.

c - Trajet dans l'eau

Le signal s'affaiblit selon une loi en $\frac{1}{r}$ (*r* étant la distance du point d'observation à la source).
 Aux fréquences sismiques, l'absorption dans l'eau est négligeable.

d - Trajet dans le sol

Dans le sol, la loi d'affaiblissement du fait de la distance parcourue est la même que dans l'eau.

L'absorption n'est plus négligeable et chaque couche de terrain se comporte comme un filtre aux caractéristiques propres. D'une manière générale, plus la fréquence est élevée, mieux elle est absorbée.

La disposition géométrique des couches introduit un filtrage supplémentaire, dû à la combinaison des réflexions entre elles, de même nature que celui provoqué par la profondeur d'immersion de la source.

La forme des réflecteurs et, à une échelle plus réduite, les hétérogénéités du sol provoquent une dispersion dont le premier effet est d'affaiblir le signal.

e - Profondeur d'immersion de l'hydrophone

Elle joue le même rôle que la profondeur d'immersion de la source.

f - Filtrage spatial provoqué par l'hydrophone

Lorsque de longs hydrophones contiennent plusieurs éléments sensibles, ils acquièrent une directivité. Celle-ci dépend de l'incidence des rayons et de la répartition géométrique des récepteurs sur une longueur donnée (problème traité par la théorie des antennes).

g - Réponse de l'hydrophone

Elle est variable avec le matériau utilisé et la qualité de la construction. Elle peut introduire des oscillations amorties en réponse à un signal donné.

h - Bande passante des amplificateurs et des filtres

Les amplificateurs et les filtres introduisent des déformations analogues à celles de l'hydrophone (voir g).

i - Inscription graphique de la tension électrique

Cette dernière transformation peut réduire sensiblement la richesse de l'information.

Ces différentes phases de la transformation du signal peuvent se représenter par le circuit logique, figure 5.

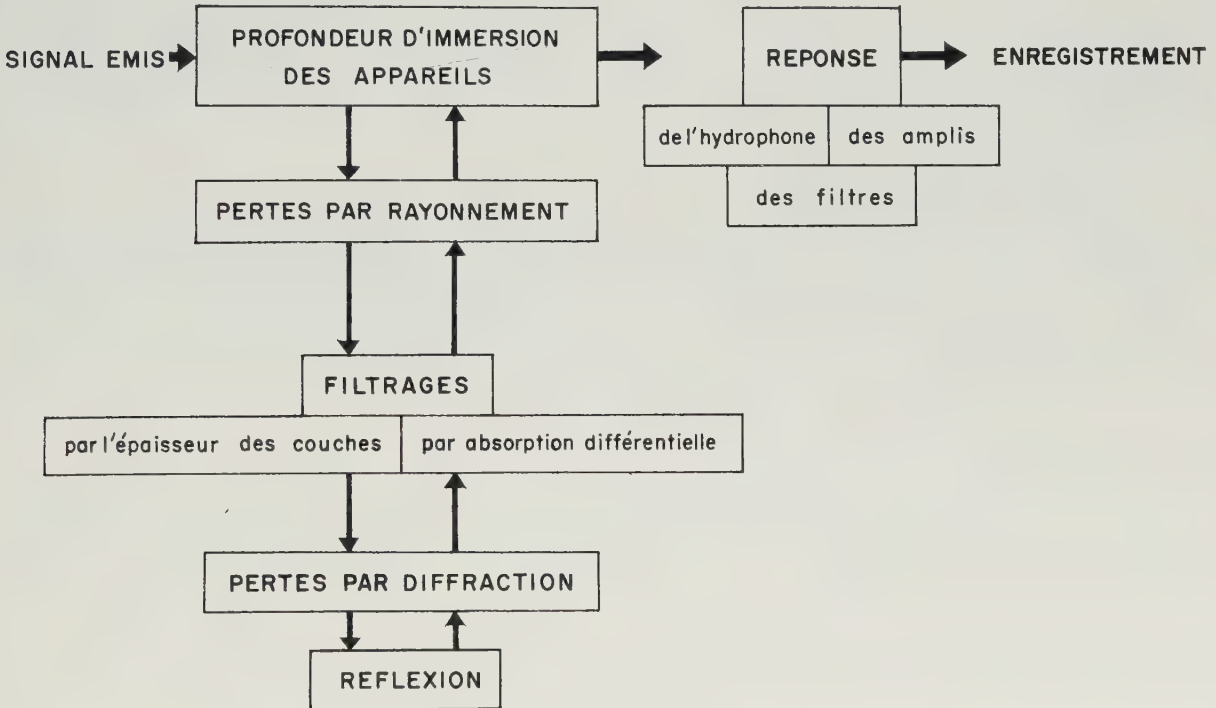


Fig. 5. — Schéma logique des transformations du signal sismique.

B — LES CONDITIONS DE LA MISE EN ŒUVRE

L'appareillage sismique idéal se composerait : d'un émetteur produisant un signal d'une durée infiniment petite et d'une énergie infiniment grande; d'un récepteur, recevant sélectivement le signal réfléchi qui se propage à la verticale et non les bruits, horizontaux surtout; d'un enregistreur, n'introduisant aucune perturbation à la séquence des réflexions.

Ainsi les objectifs géologiques du sondage sismique continu seraient satisfaits, en ce qui concerne l'appareillage. On obtiendrait toute la pénétration imaginable jusqu'aux réflecteurs les plus profonds et l'on connaîtrait avec précision les temps de toutes les réflexions, aussi proches soient-elles les unes des autres. La réalité est évidemment différente.

1. Le dilemme pénétration - résolution

a - la résolution

Appelons résolution* d'un enregistrement le plus petit intervalle de temps qui sépare deux réflexions discernables. Posons comme principe que l'enregistreur ne limite pas la résolution. Nous verrons, dans l'annexe, que c'est effectivement le cas.

Le signal sismique émis est caractérisé par son spectre de fréquence et sa durée. En régime impulsionnel, la bande passante B du spectre est liée à la durée T du signal par la relation $BT = 1$. La durée du signal caractérise, en première approximation, la résolution obtenue. Mais les différentes transformations, énoncées plus haut, que subit le signal, ont pour effet de le rallonger. La résolution est donc augmentée d'un temps qui dépend des caractéristiques propres à la source, de la mise en œuvre de l'émetteur et du récepteur et de la qualité de l'hydrophone, des amplificateurs et des filtres. La résolution pratique ne peut se mesurer que sur un enregistrement : la réflexion sur un fond dur en donne une valeur commode pour les comparaisons (comparer les figures 38, 49 et 54).

b - La pénétration

Du fait des différentes causes d'absorption, on conçoit que plus un signal est puissant, meilleure sera sa pénétration, c'est-à-dire plus profondes seront les réflexions enregistrées.

L'énergie émise est limitée par la cavitation. En régime permanent et en surface la cavitation apparaît à partir de $\frac{1}{3}$ W/cm². En régime impulsionnel, la limite est plus grande et croît avec la fréquence et la profondeur. Au-delà d'une certaine valeur, cependant, un accroissement d'énergie nécessite un accroissement de la durée du signal. Ce sont donc la pénétration et la résolution requises par le problème géologique à résoudre qui fixeront le choix de l'appareil à utiliser.

c - La recherche du compromis

Si un appareil délivrait une grande énergie en un temps faible et avec un spectre large, il permettrait de pénétrer profond et d'obtenir une bonne résolution. Pratiquement, pour pénétrer profond, on donne la priorité à une source qui concentre son énergie dans les basses fréquences. La durée du signal, donc la résolution, a une importance secondaire. Par contre, pour l'étude des couches superficielles, on souhaite beaucoup de détail. On réduit la durée d'émission et l'on augmente la fréquence. Lorsqu'on désire obtenir une certaine pénétration sans pour autant trop négliger les couches superficielles, on recherche une source ayant un spectre large : c'est une solution de compromis.

2. Les dimensions des hydrophones

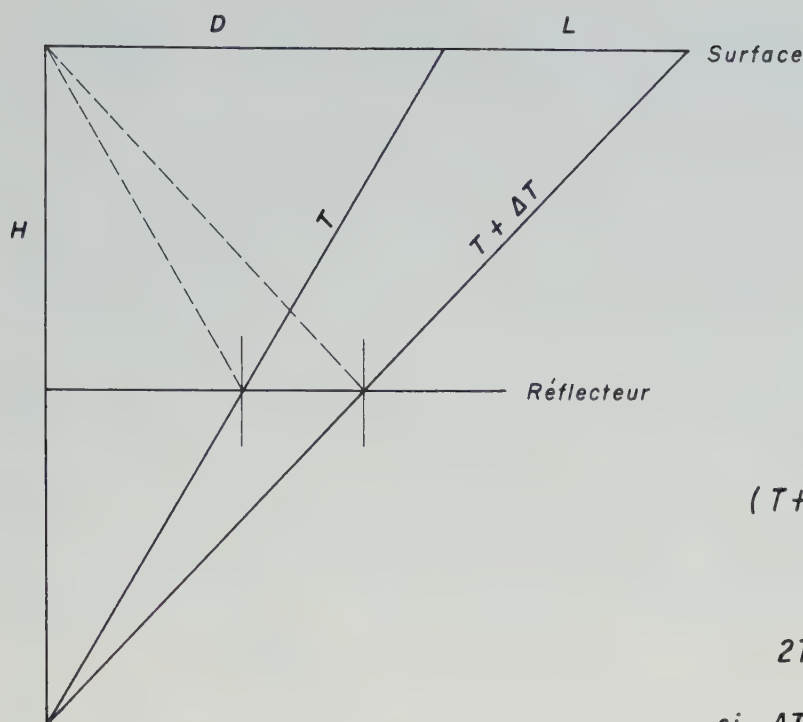
Multiplier les éléments sensibles en allongeant l'hydrophone conduit, nous l'avons vu, à augmenter la directivité du récepteur. Cela permet aussi de réduire le niveau du bruit, sur lequel nous reviendrons. Mais la taille propre de l'hydrophone et sa position par rapport à l'émetteur peuvent introduire une perte de résolution.

Soit :

H , la double profondeur de l'eau ou de l'objectif,

D , la distance émetteur-récepteur,

* Cette définition de la résolution conduit à caractériser une meilleure résolution par un nombre plus petit, à l'inverse de l'usage établi en optique.



$$(T + \Delta T)^2 = H^2 + (D + L)^2$$

$$T^2 = H^2 + D^2$$

$$2T \Delta T + \Delta T^2 = 2DL + L^2$$

$$\text{si } \Delta T = 1, \quad \Delta T^2 \text{ négligeable}$$

$$D = \frac{T}{L} - \frac{L}{2}$$

FIG. 6. — Relation entre la profondeur à sonder T , la distance émetteur-récepteur D , la longueur de l'hydrophone L et la perte de résolution ΔT .

L , la longueur du récepteur,

T , la longueur du chemin oblique parcouru par un rayon réfléchi de l'émetteur au point du récepteur le plus proche de l'émetteur,

ΔT , l'accroissement du chemin T pour atteindre le point du récepteur le plus éloigné de l'émetteur (fig. 6).

Ces grandeurs sont exprimées en unités homogènes, soit des longueurs, soit des temps de parcours dans l'eau.

La relation $D = \Delta T \frac{T}{L} - \frac{L}{2}$ permet de fixer les grandeurs D et L en fonction de T , pour un ΔT donné. En prenant L comme paramètre et en fixant $\Delta T = 1$, nous obtenons une famille de droites. A une valeur de L donnée correspond une de ces droites qui séparent le plan en deux parties. Dans la partie inférieure, la perte de résolution (ΔT) est inférieure à 1 (fig. 7); au-dessus, elle est supérieure.

Retenons de ce graphique que, par faibles profondeurs, il faut diminuer D ou L .

Si l'on admet une perte de résolution de k , il suffit de modifier en rapport l'échelle T (lire $\frac{T}{k}$).

La dimension de l'hydrophone et sa distance à la source ont donc une importance décisive pour la qualité des sondages superficiels sur le plateau continental*.

* Le même raisonnement est valable pour un émetteur utilisant un réseau de sources distinctes.

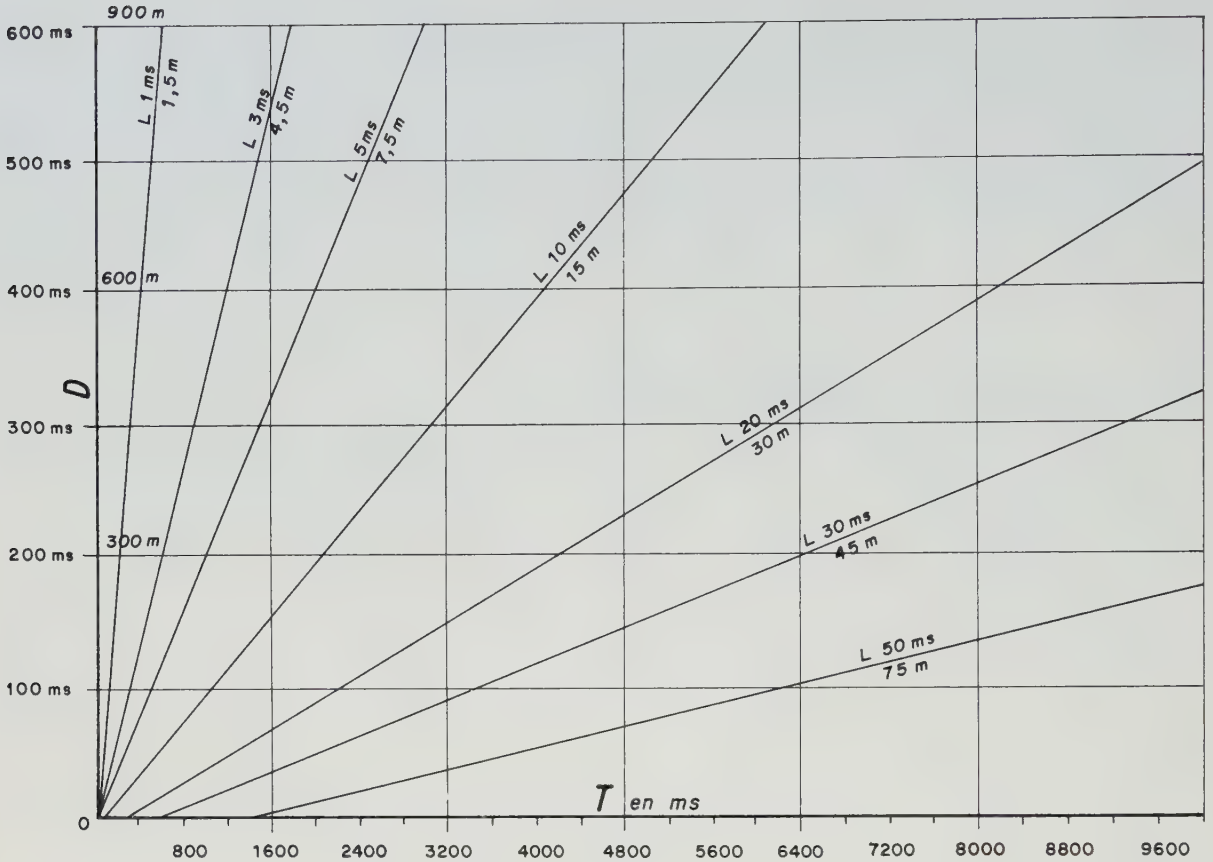


FIG. 7. — Graphe de la relation T , D et L pour $\Delta T = 1$.

H variant avec T et D , il n'est pas possible de l'introduire dans le graphe. Comme la profondeur n'est pas constante, on choisit T minimal approximatif en fonction de H .

3. Les bruits

La conception et la réalisation des hydrophones doivent chercher à éliminer au mieux les bruits. En dehors du bruit de fond électronique, sommairement analysé in LEENHARDT [1968 *b*] et négligeable, ce sont les bruits acoustiques qui sont gênants. Ils se combinent au signal principalement au niveau de l'hydrophone.

Analysons les différents types de bruit :

a - Les bruits de la mer

Les bruits de la mer décroissent de 6 dB par octave lorsque la fréquence augmente; ils diminuent avec la profondeur d'immersion de l'hydrophone. Mais ils croissent de 3 à 6 dB par degré de la force de la mer [GUIEYSSÉ & SABATHÉ, 1964] et avec le vent lorsque l'hydrophone est proche de la surface : les conditions météorologiques ont peu d'influence par elles-mêmes, mais, nous le verrons, jouent un rôle prédominant par les mouvements propres qu'elles imposent à l'hydrophone.

b - Les bruits du navire

Les bruits rayonnés par le navire se composent de :

— un spectre de raies, directif, dont le lobe principal est dirigé vers l'arrière du navire. Il est dû aux vibrations des moteurs (basses fréquences) et au chant des hélices. Ce spectre est caractéristique pour chaque navire et varie avec le régime des moteurs.

— un bruit de sillage, fonction des qualités hydrodynamiques de la coque et de la vitesse du bateau. Il va de soi qu'un navire plus petit, à coque en bois, sans tableau arrière, sans tunnel latéral, est moins bruyant qu'un navire plus gros, à coque en acier, avec hélices latérales et arrière carré. L'examen du navire proposé, préalablement à tout travail à la mer, est une condition évidente de succès !

c - Les bruits propres de l'hydrophone

Au niveau de l'hydrophone, deux types de bruits doivent être pris en considération :

— le bruit créé par le déplacement du corps de l'hydrophone dans l'eau et, dans les pires cas, par la vibration du câble tracteur. Ce bruit dépend de la conception et de la réalisation du carénage de l'hydrophone et de sa vitesse de remorquage. On cherchera, bien sûr, à offrir une surface parfaitement lisse de manière à éviter les turbulences. Une mince couche de graisse siliconée, selon une idée d'HERSEY, permet de diminuer les turbulences.

— le bruit créé par les accélérations latérales au niveau des éléments récepteurs. Ici encore la conception du carénage est importante. WINDISH et EWING [1967] conseillent de disposer, avant et après les éléments récepteurs, deux éléments neutres de mêmes caractéristiques hydrodynamiques et de longueurs égales à la demi-longueur des éléments récepteurs. L'importance de la queue de l'hydrophone est particulièrement grande, la traînée qu'elle établit stabilise la partie réceptrice de l'hydrophone : une telle queue est indispensable avec les hydrophones ponctuels. Plus le diamètre est petit, moins forte est la traction, donc les bruits de l'hydrophone, et plus facile, détail accessoire, est la manipulation de l'engin.

Le bruit de l'hydrophone augmente avec l'état de la mer, sous l'effet des mouvements que les vagues lui imposent. Il est remarquable, sans que je puisse l'expliquer d'une manière satisfaisante, de constater qu'un profil mer debout est toujours meilleur, à vitesse sur le fond égale, qu'un profil mer de l'arrière.

En conclusion, retenons surtout que l'analyse des bruits du navire conditionne la réussite d'une mission.

C - L'ENREGISTREMENT

Le résultat d'un sondage se présente toujours sous la forme d'une coupe. Pour y parvenir, on peut passer par l'intermédiaire de l'enregistrement magnétique ou procéder directement à l'enregistrement graphique.

1. L'enregistrement magnétique

En transcrivant sur bande magnétique les tensions, convenablement amplifiées, délivrées par l'hydrophone, on peut conserver dans son intégralité l'information brute recueillie en mer. L'enregistrement analogique est simple. Il permet [SCHMITZ, 1964] de rejouer les documents en utilisant diverses bandes passantes*. On peut aussi procéder à divers traitements.

Mais l'enregistrement digital permet la gamme la plus complète des traitements. Ceux-ci ont été détaillés récemment par DAMOTTE et HÉMON [1968]. Comme je n'ai pas d'expérience personnelle du traitement des enregistrements par ordinateur, on comprendra que je ne m'étende pas sur ses performances. Notons sa puissance et sa richesse, mais n'oublions pas, avec EDGERTON [1968] qu'il ne supplée que très imparfaitement à la qualité de la mise en œuvre du matériel à la mer.

2. Enregistrement graphique

Le sondage sismique continu est une opération répétitive. Chacune des opérations s'inscrit sous forme d'un trait sur la largeur du papier et les différents traits sont juxtaposés. Chaque trait est plus ou moins foncé, selon les variations d'amplitude de la tension délivrée par l'hydrophone, puis filtrée et amplifiée. Les réflexions sont donc marquées par de petits segments foncés qui s'alignent les uns à côté des autres. L'effet de l'intégration visuelle permet de les distinguer du bruit qui se répartit en majorité de manière aléatoire. Décrivons un enregistrement :

la bande de papier se déroulant de gauche à droite, on observe de haut en bas,

— une ligne droite correspondant à l'instant de l'émission. Elle coïncide avec une ligne d'échelle ou se marque par effet d'induction (cette ligne n'est pas représentée sur la figure 8) ;

— puis une série de lignes parallèles représentant l'arrivée directe du signal à l'hydrophone. La distance entre l'instant d'émission et l'arrivée directe du signal à l'hydrophone mesure la distance ee

* Le même résultat s'obtient [LE PICHON, EWING & HOUTZ, 1968] en utilisant simultanément plusieurs enregistreurs graphiques.

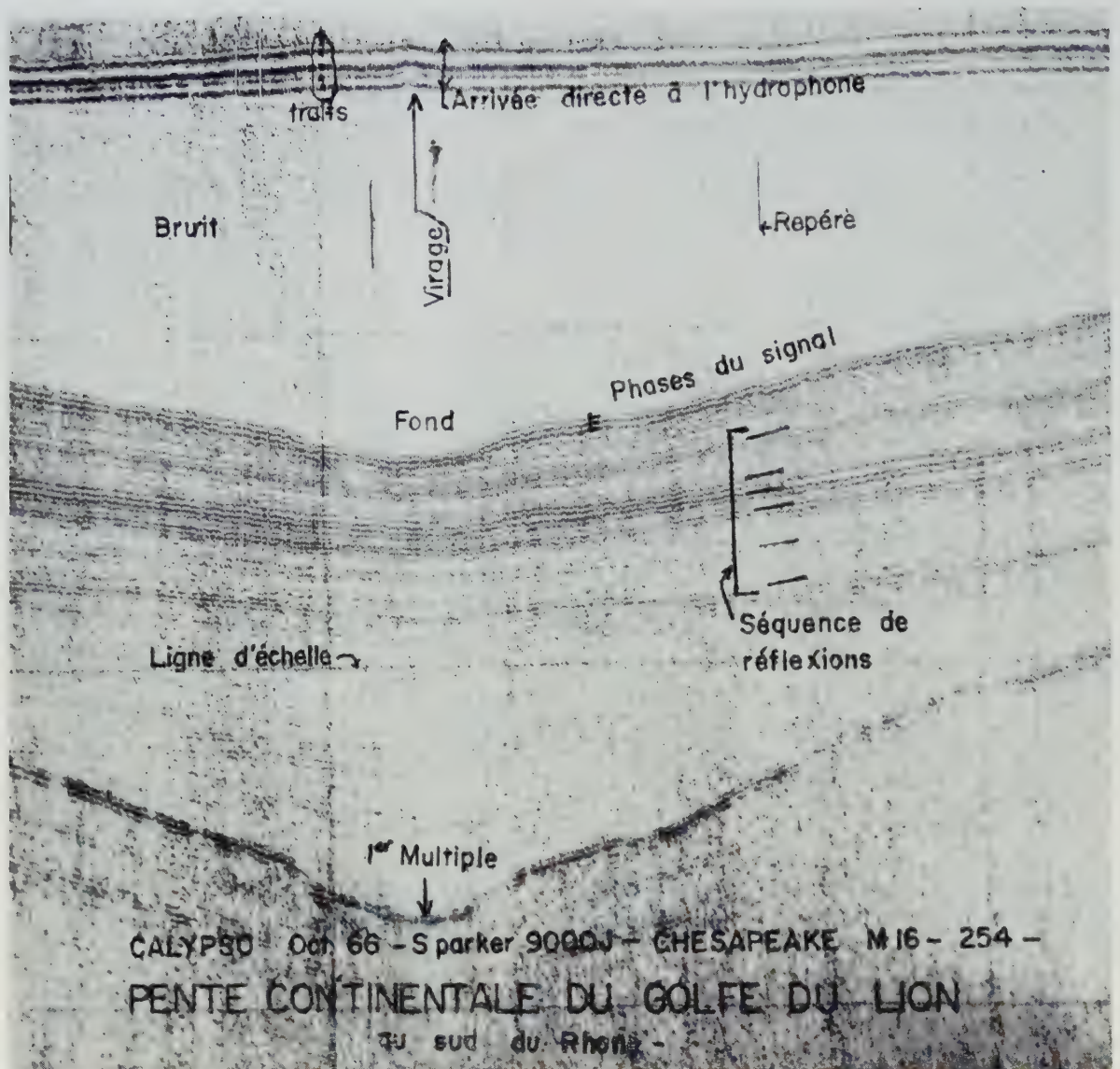


FIG. 8. — Description d'un enregistrement (voir texte).

l'émetteur au récepteur. Lorsqu'elle n'est pas constante, elle traduit les variations de distance de la source à l'hydrophone (lors des virages). Cette arrivée n'existe pas sur les sondeurs de vase où émetteur et récepteur sont confondus.

- ensuite le fond et les réflecteurs sous-jacents;

- enfin, parfois, les échos multiples du fond. Une simple construction indique que l'écho double du fond est le symétrique de la surface par rapport au fond. La pente de l'écho double est donc double de celle du fond (fig. 8).

Plus l'échelle d'enregistrement est grande, plus la lecture est facile. La programmation de l'enregistrement [ALDEN & FARRINGTON, 1962] est un procédé qui permet d'agrandir la partie intéressante de l'enregistrement (fig. 9) et d'éliminer les réflexions parasites qui se produisent en dehors de l'intervalle de temps enregistré (couche diffusante profonde, certains multiples, etc.).

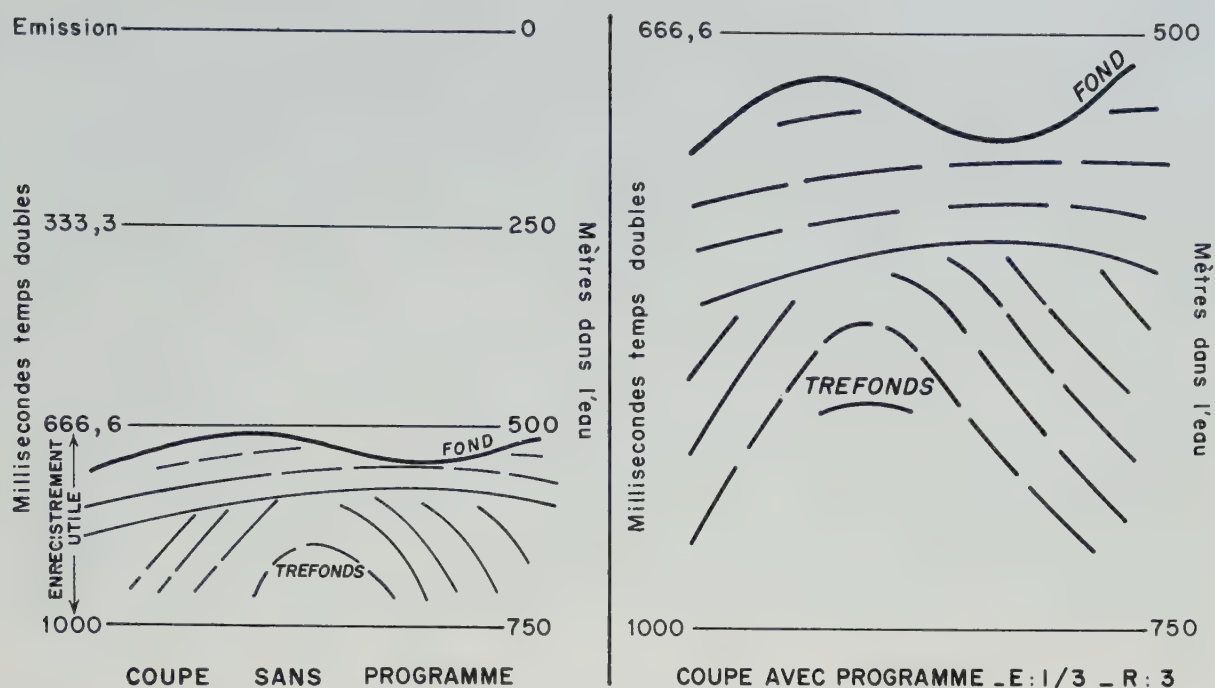


FIG. 9. — Schéma du résultat de la programmation avec émission un tour sur trois ($E \frac{1}{3}$) et réception au 3^e tour ($R:3$)

Le papier d'enregistrement doit avoir une bonne dynamique. Du seuil d'inscription au brûlage du papier, la variation de la tension du signal est de 24 dB au moins. Un des avantages des techniques d'enregistrement digital est d'aller beaucoup plus loin.

3. Remarques*

Notons que le problème du positionnement est supposé résolu et que le tracé des profils doit rechercher systématiquement le plus grand nombre possible d'intersections : celles-ci permettent de « fermer les mailles » selon la méthode topographique et de vérifier les sondages les uns par les autres. La fermeture des mailles paraît contraire aux habitudes hydrographiques; elle est fondamentale pour le géophysicien.

Et concluons : un premier coup d'œil sur la bande permet de juger de la qualité du sondage et guide la poursuite du travail.

Une fois exécuté l'ouvrage unique que constitue l'enregistrement, réalisé en mer, c'est à terre que se déroulent, le plus souvent, les opérations suivantes, et d'abord l'analyse.

* Une présentation différente de ce chapitre est publiée dans la *Revue hydrographique internationale* [1969].

DEUXIÈME PARTIE

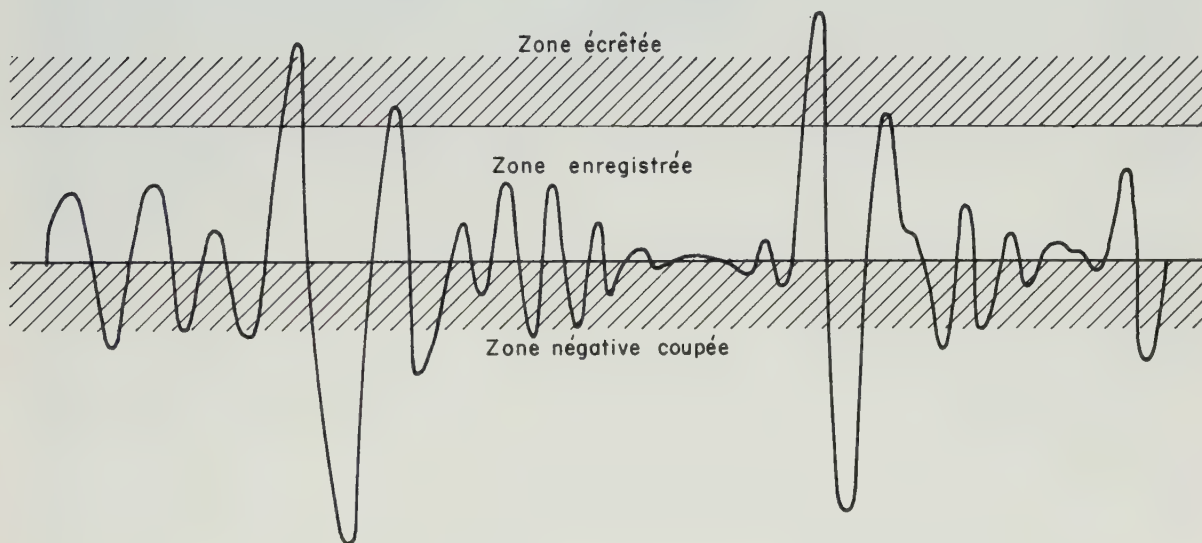
L'ANALYSE

CHAPITRE II

L'ANALYSE DU CARACTÈRE

Les galvanomètres jadis utilisés donnaient la forme des ondes reçues. Sur les enregistrements électrochimiques actuels, l'amplitude n'est traduite que par le foncé plus ou moins fort de l'inscription. En outre, les interférences sont souvent peu visibles. Ainsi une partie non négligeable de l'information est perdue. C'est la contrepartie de la commodité et de la rapidité de la méthode (remarquons que les méthodes d'enregistrement en aire variable ou en densité variable sacrifient aussi la richesse des résultats à la rapidité de leur traitement) (fig. 10).

ENREGISTREMENT ANALOGIQUE



ENREGISTREMENT GRAPHIQUE

FIG. 10. — Inscription d'une onde sur un enregistrement graphique. Seule la partie positive (ou négative) de l'onde est inscrite. Le foncé de l'inscription est proportionnel à l'amplitude de l'onde, avec une valeur maximale correspondant à un écrêtage et réglée par le limiteur.

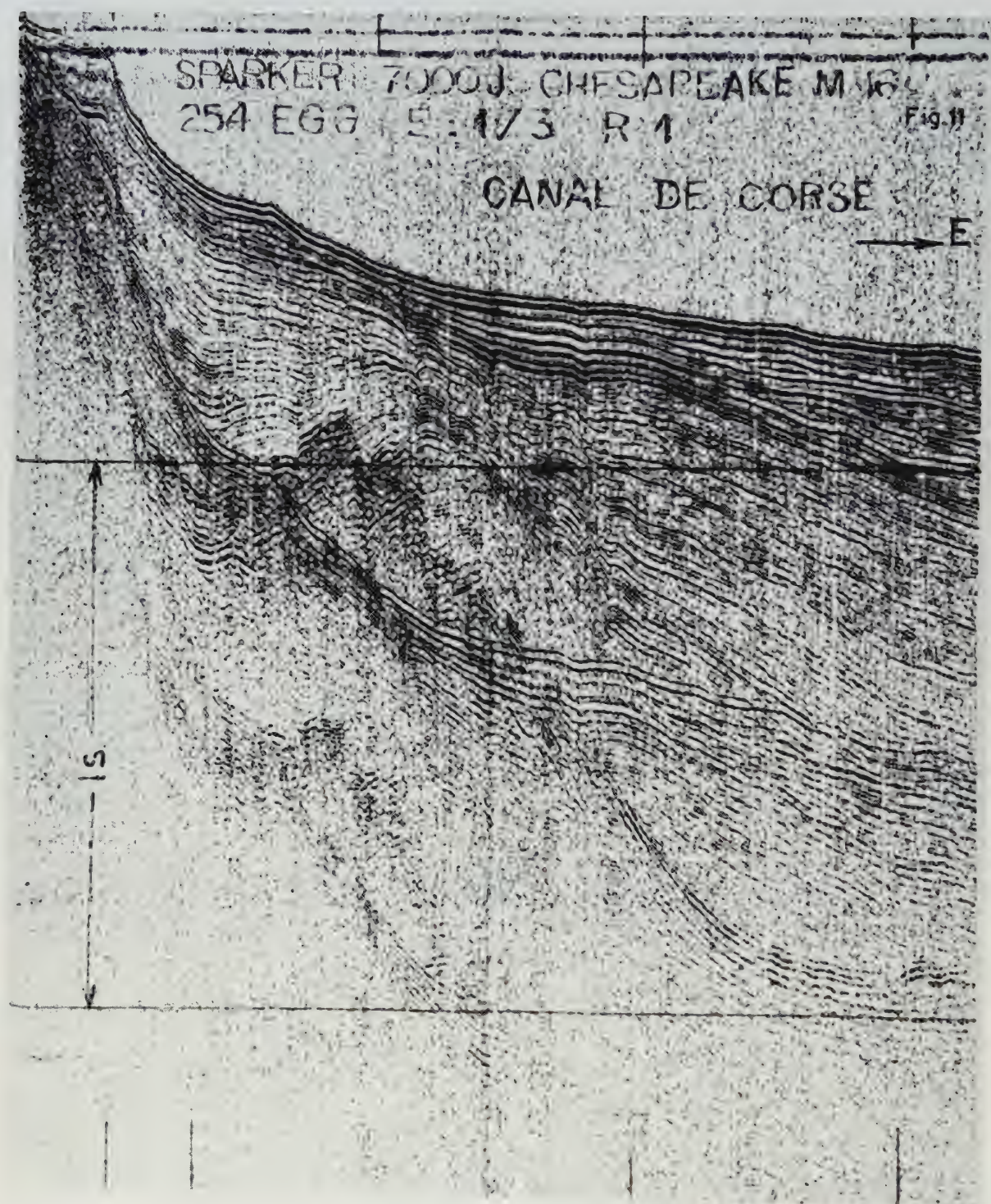


FIG. 11. — Hautes et basses fréquences sur un enregistrement.

Coupe *sparker* dans le 090 de Bastia (Winnaretta-Singer, février 1967). L'écho double est de fréquence plus basse que les réflexions sur les sédiments superficiels. On remarquera ainsi un biseau particulièrement net dans les sédiments meubles, sur la droite de la photographie, et l'allure tourmentée du socle corse, faillé avec abaissement du compartiment est.

A - LE CARACTÈRE DE RÉFLEXION

Le caractère de réflexion, c'est l'image enregistrée du signal sismique propre à un réflecteur donné. Le caractère permet d'identifier les différentes réflexions. Mais comme l'image n'est pas toujours claire, il faut le reconnaître.

Pour l'étude du caractère de la réflexion, QUARLES [1958] se fonde sur les hypothèses suivantes :

1. La plupart des terrains stratifiés sont de composition relativement homogène en épaisseur et en étendue. Une variation lithologique latérale se traduit par un changement de caractère.

2. Chaque couche ou séquence de couches réfléchit une forme d'onde particulière et caractéristique selon son épaisseur, sa composition et ses autres propriétés physiques.

Les réflexions essentielles se reconnaissent donc à leur apparence remarquable et à leur persistance latérale. L'apparence de la réflexion se précise par l'analyse des éléments suivants : amplitude, fréquence, nombre de phases, séquence et signature.

— *Amplitude*. L'amplitude se traduit par un foncé plus ou moins fort de l'enregistrement; une variation d'impédance élastique élevée, de part et d'autre du réflecteur considéré, provoque une réflexion de forte amplitude.

— *Fréquence*. La fréquence se mesure par l'intervalle de temps séparant les lignes foncées successives (ou phases) de la réflexion sur l'enregistrement. Elle résulte de l'ensemble des caractéristiques de l'appareillage, de sa mise en œuvre et des caractéristiques physiques des couches de terrain traversées (fig. 11). Lorsque plusieurs réflexions successives ne sont pas en phase pour la fréquence dominante (cas de biseaux, par exemple), le phénomène se traduit par des additions d'ondes donnant l'apparence de haute fréquence.

— *Nombre de phases*. Ce nombre de phases est le nombre de lignes foncées correspondant à une seule réflexion. Il dépend des caractéristiques de la source (la pulsation de la bulle (fig. 12) créée par certaines sources augmente le nombre de phases) et de la qualité de la réponse de l'hydrophone et des filtres (les oscillations amorties signalées page 17 augmentent aussi le nombre de phases). Plus le nombre de phases est grand, moins bonne est la résolution.

— *Séquence*. Une séquence de réflexions est une suite de réflexions particulièrement constante dans l'espace. Déterminer une séquence revient à corréler le long d'un profil deux ou plusieurs réflexions au caractère stable, séparées par un intervalle de temps constant. Ce dernier critère n'est pas sûr car il nécessite que l'épaisseur de la série géologique concernée par la séquence soit constante sur une grande étendue (fig. 13).

— *Signature*. La signature est l'aspect caractéristique d'une réflexion, telle qu'on l'identifie presque à coup sûr sans autre analyse. Elle est due à une disposition géologique particulière de l'interface. Le réflecteur **K**, décrit plus bas, montre un bon exemple de signature (cf. fig. 15).

L'examen d'un enregistrement suffit en général à recenser rapidement les réflexions nettes et les séquences remarquables. On notera de façon simple mais détaillée la description du caractère de chaque réflexion, là où elle apparaît typique. On pointera, c'est-à-dire qu'on repérera graphiquement sur l'enregistrement ou sur une bonne copie de l'original, ces réflexions. C'est toujours la première phase d'une réflexion que l'on pointera, puisque c'est elle qui mesure le temps de trajet jusqu'au réflecteur. Ainsi l'on suivra latéralement les principaux réflecteurs le long des profils et d'un profil à l'autre, à l'occasion d'une intersection de profils; on distinguera, verticalement, les différentes réflexions.

L'absence de continuité du caractère d'une réflexion, par ailleurs bien définie, est causée essentiellement par des variations géologiques. Il peut y avoir dégradation lente du caractère type, impliquant un biseautage ou un changement latéral de faciès, ou brusque arrêt d'une réflexion; il y a alors faille, discordance ou troncature. Dans le cas d'une faille, on retrouvera vraisemblablement la réflexion à un niveau différent, permettant d'identifier l'accident.

Exemple : à Monaco, l'analyse du caractère des réflexions permet de distinguer les horizons [EDGERTON *et al.*, 1967] (fig. 14) :

« **C** - sert de base : irrégulier, épais, net;

D - au-dessus du précédent : parfois légèrement divergent, assez semblable à **C**.

E - à 70-80 ms au-dessus de **C** : toujours régulier, un doublet sur la face est de l'anticlinal, deux doublets sur la face ouest de l'anticlinal.

F et **G** - sont moins caractéristiques

H - net et régulier à 75 ms au-dessus de **E**. »

Mais les réflexions n'ont pas toutes des caractères d'égale qualité.

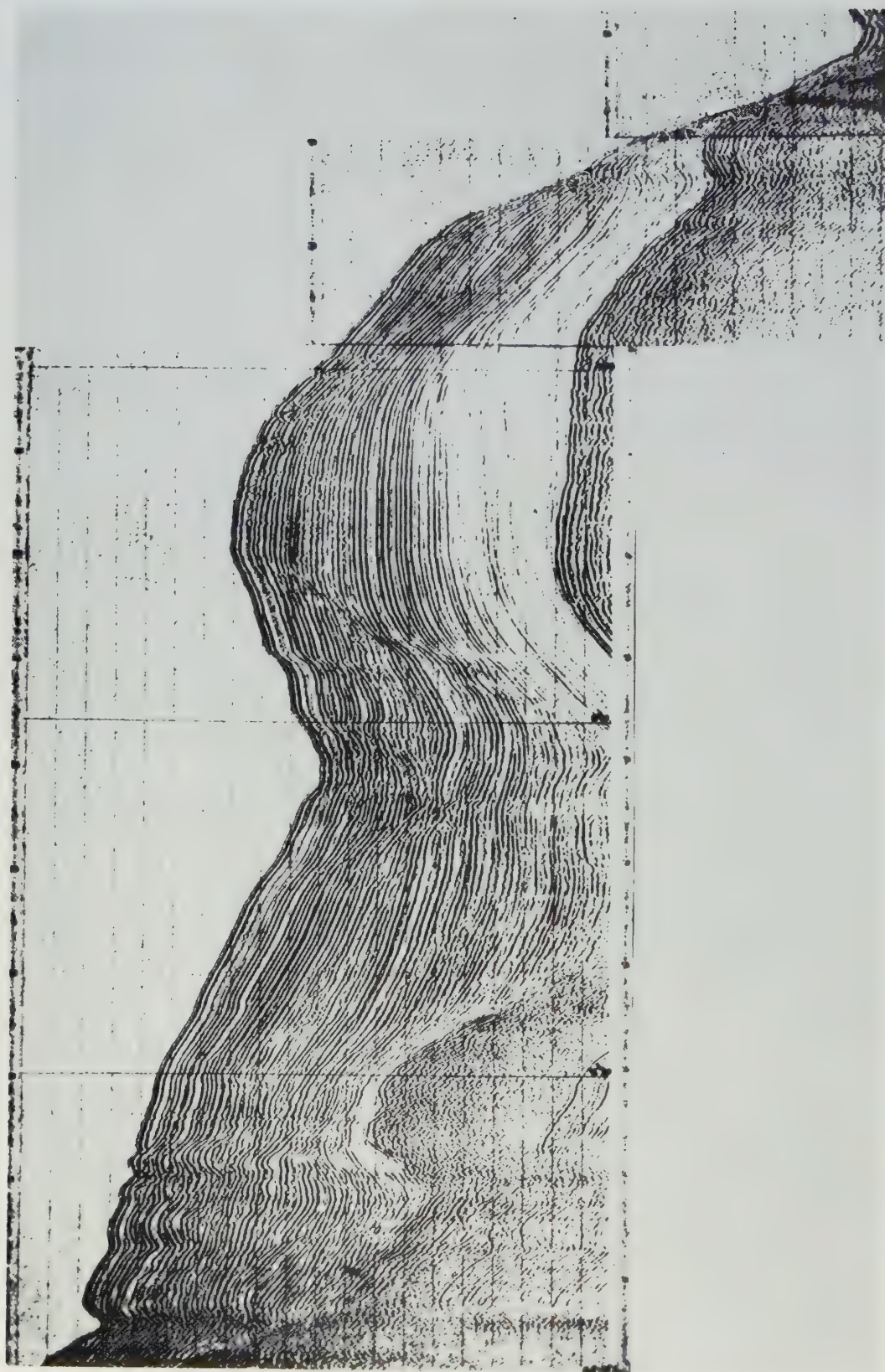


FIG. 12. — Nombre de phases d'une réflexion.
Enregistrement au canon à air, dû à l'obligeance de C. AGARATÉ, du Centre de recherches géodynamiques [original d'une figure de GLANGEAUD, BOBIEF & BELLAÏCHE, 1967], pris à bord du navire océanographique *Catherine-Laurence*

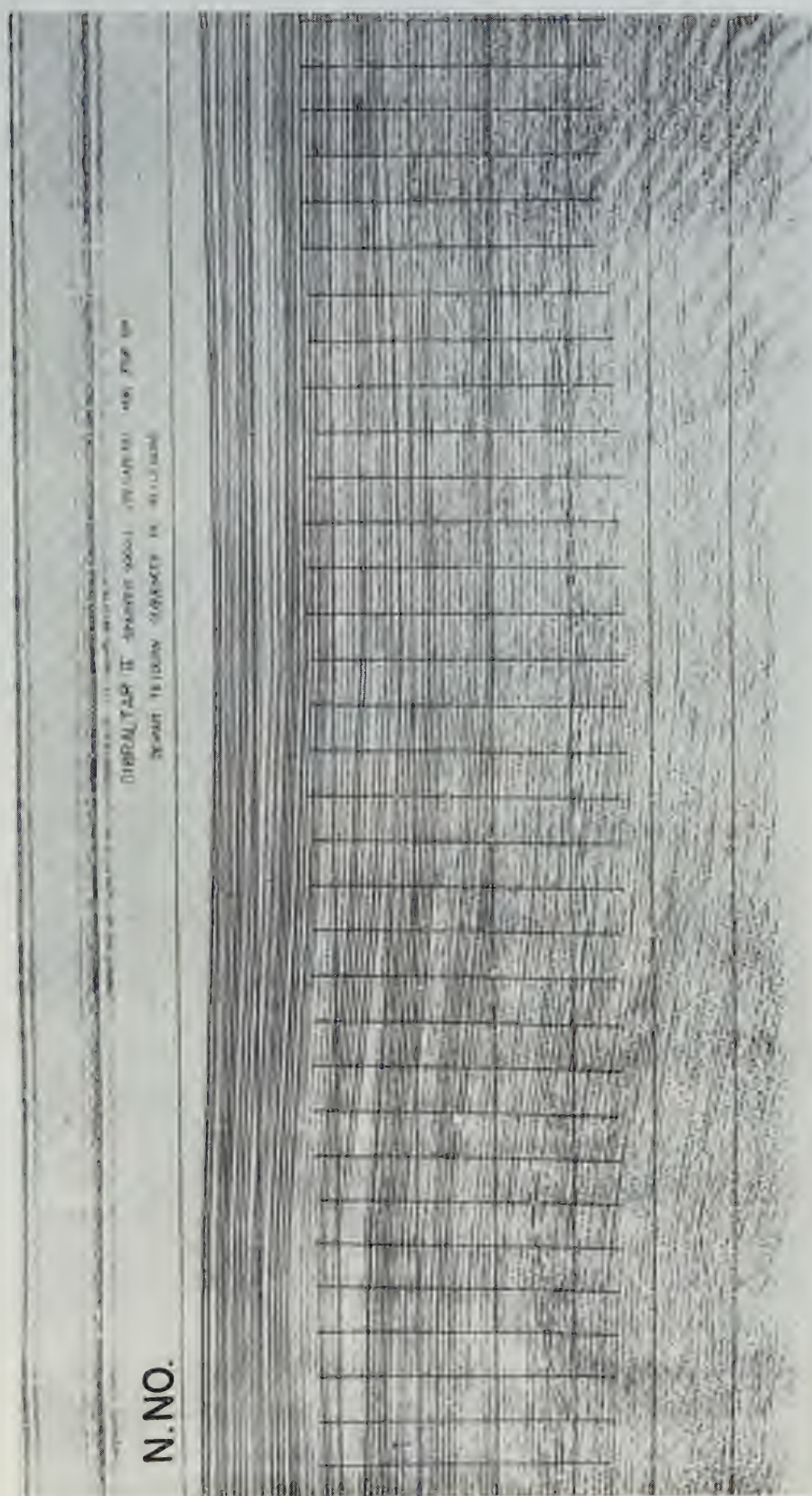


FIG. 1). — Séquence de réflexions.
Le signal utile se compose d'une ligne de faible intensité et de 2 lignes foncées (surface); dans le tréfonds, seules les deux lignes foncées apparaissent nettement. Les réflexions se succèdent, vers le bas, régulièrement. On observe un très léger pincement vers la gauche dominant parfois lieu à des additions de signaux ayant l'apparence de hautes fréquences. Vers le bas, un réflecteur antépliocène. Cette photographie (Charcot, octobre 1967) est typique de la sédimentation régulière tout le long de la côte du Rif.
(Echelle verticale : 250 ms entre lignes d'échelle).

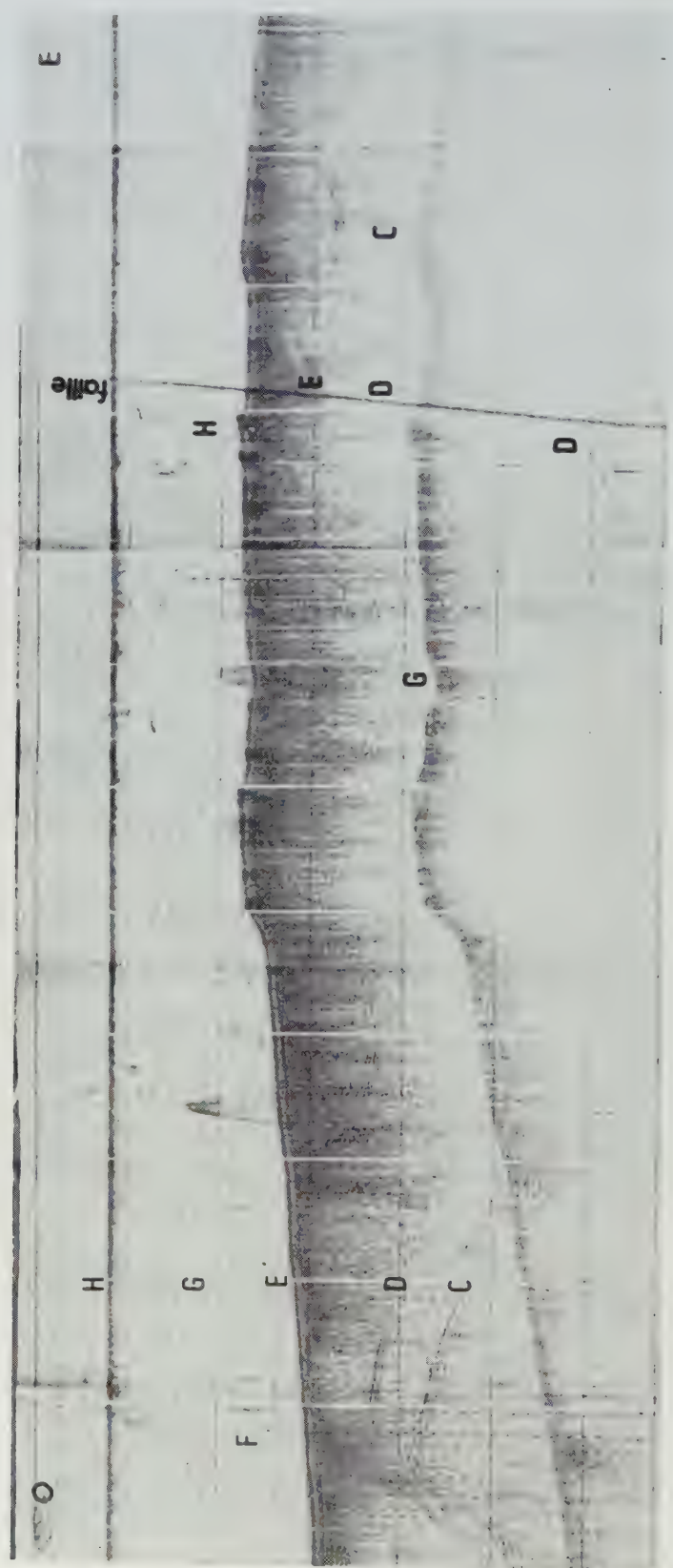


FIG. 14. — Coupe du plateau continental monégasque.
Winnaretta-Singer, 1965: boomer 300 J. 40 ms entre lignes d'échelle. Avec indication de la continuité probable des réflecteurs (E, F, G, H).

B - DIFFÉRENTS TYPES DE CARACTÈRES

1. Les bons caractères

Certaines réflexions ont un caractère typique, bien développé et net. Sur le fond, lorsqu'elles sont uniques, elles représentent le signal sismique réel, simple écho de l'émission sur un bon réflecteur, et indiquent un fond dur. Sous le fond, elles apparaissent continues sur de très grands espaces. Elles correspondent alors à un horizon remarquable. C'est, par exemple, le cas de l'horizon **K*** (fig. 15; cf. aussi fig. 19) : puissant; à environ 1 s sous le fond, formant de larges ondulations; trois phases toujours visibles : la première est d'aspect tireté, les suivantes sont, de plus, ondulées; à la base de la réflexion, on observe de petites diffractions formant la signature.

Cette réflexion se retrouve sur une étendue considérable en Méditerranée occidentale.

2. Les caractères pauvres

D'autres réflexions sont inscrites plus faiblement : le caractère est difficile à décrire; aucun trait saillant n'y apparaît. La discontinuité élastique qui les provoque est moins marquée. Elles sont souvent continues; un exemple en est l'horizon **G** (fig. 16) :

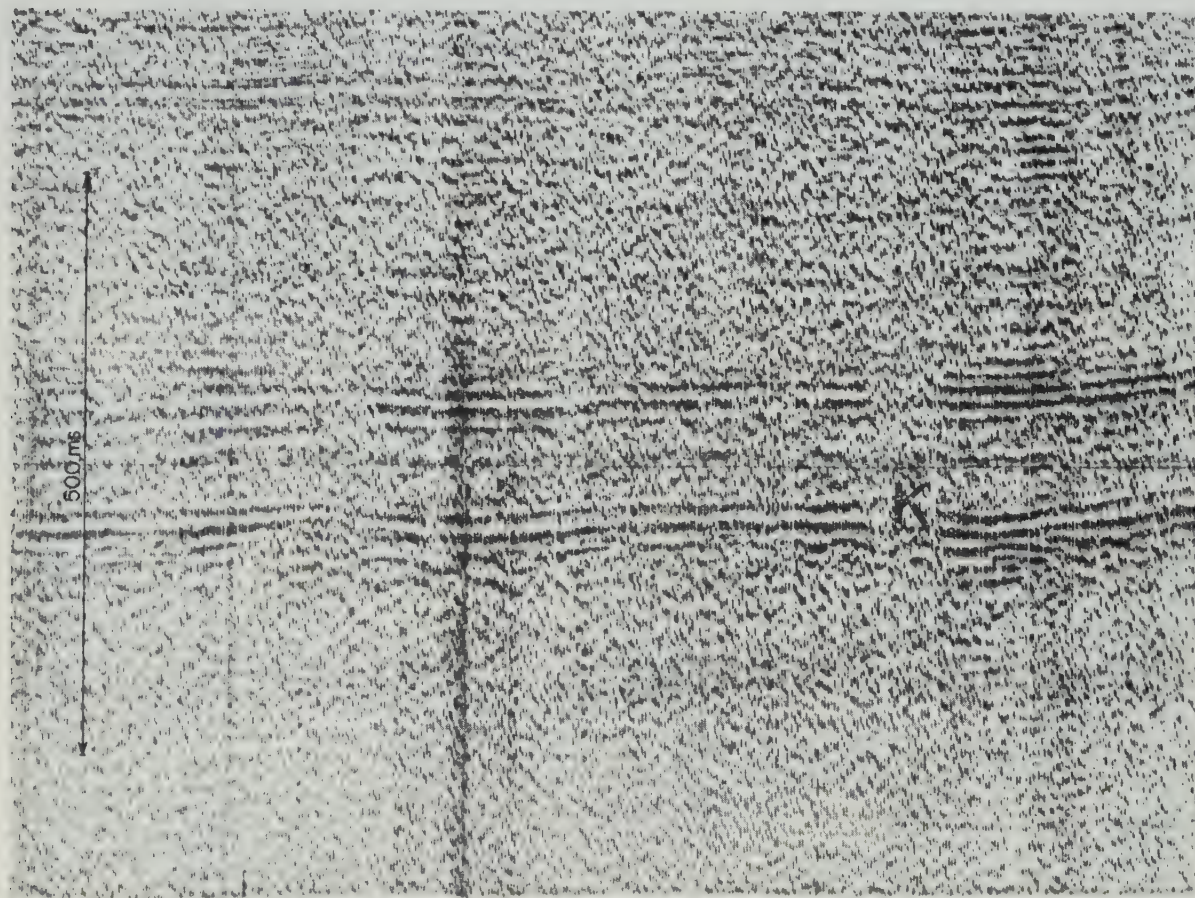


FIG. 15. — Détail de l'horizon **K**.

L'horizon **K** est le réflecteur inférieur. Coupe *sparker*; *Calypto*, octobre 1966.

* Je préfère baptiser ainsi l'horizon que MAUFFRET [1968] a appelé « sommet du sel ».

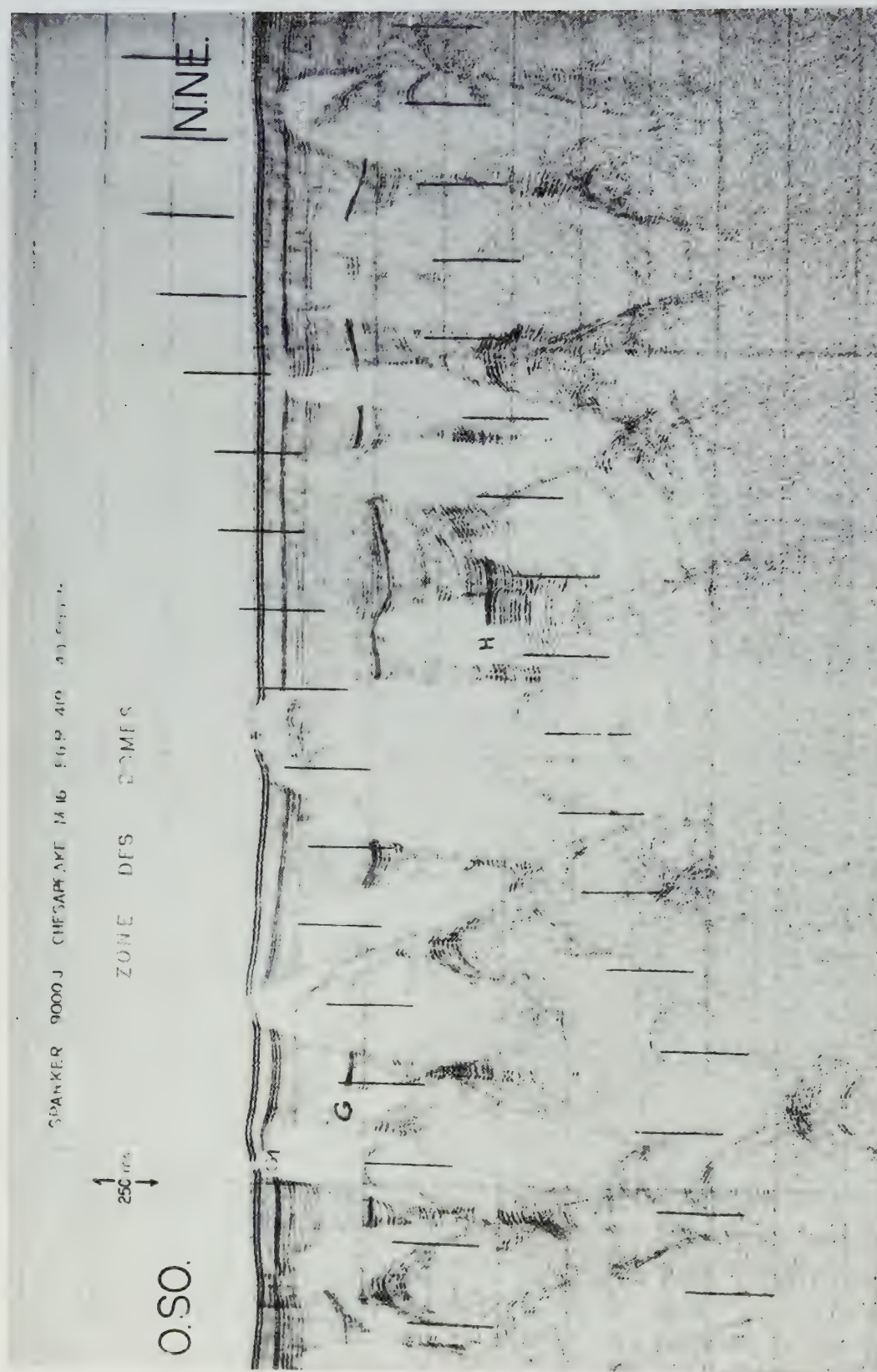


FIG. 16. — L'horizon **G** dans la zone des dômes.
Coupe typique de la zone des dômes, avec hyperboles nettes. Coupe *sparker*; *Calypso*, mars 1966.

G - réflexion assez forte; l'amplitude de la troisième phase s'estompe à l'approche des accidents; fréquence de l'ordre de 65 Hz; trois phases régulières; dernière réflexion de la séquence superficielle, à 350 ms en moyenne sous le fond.

Cet horizon se suit sur presque toutes les plaines abyssales où nous avons travaillé; on peut le rattacher en Méditerranée à une reprise de la sédimentation plioquaternaire.

3. Les caractères changeants

D'autres réflexions sont anormales; le caractère n'est pas stable; l'intensité de l'inscription, la fréquence, le nombre des phases, varient. On ne peut définir leur extension ni leur faire jouer un rôle dans l'interprétation sauf si l'on dispose d'un réseau très dense de profils. Ces réflexions témoignent de faciès ou d'épaisseurs variables.

C - LE POINTÉ DES RÉFLEXIONS

Pointer un enregistrement, c'est matérialiser (en général par un trait de crayon) une réflexion identifiée. Le pointé succède à l'analyse du caractère. L'opération comporte quelques difficultés.

1. Les réflexions multiples

Une réflexion multiple est l'image d'une réflexion par rapport à un miroir, c'est-à-dire qu'elle correspond à un double trajet aller-retour entre deux réflecteurs. En sondage sismique continu, le multiple le plus fréquent est celui du fond, créé par un double trajet dans la couche d'eau. Il est gênant sur le plateau continental où il interfère avec les réflexions du tréfonds. Il se distingue par un caractère identique à la réflexion sur le fond, quoique son amplitude soit plus faible, et par sa position, symétrique de la surface par rapport au fond. De cette propriété découle le fait que la pente du multiple d'un fond incliné est double de celle du fond.

Si les multiples internes, ayant pris naissance entre deux couches du tréfonds sont rarement décelés, il est relativement fréquent de mettre en évidence des multiples réfléchis entre la surface et le premier horizon dur sous le fond (fig. 17).

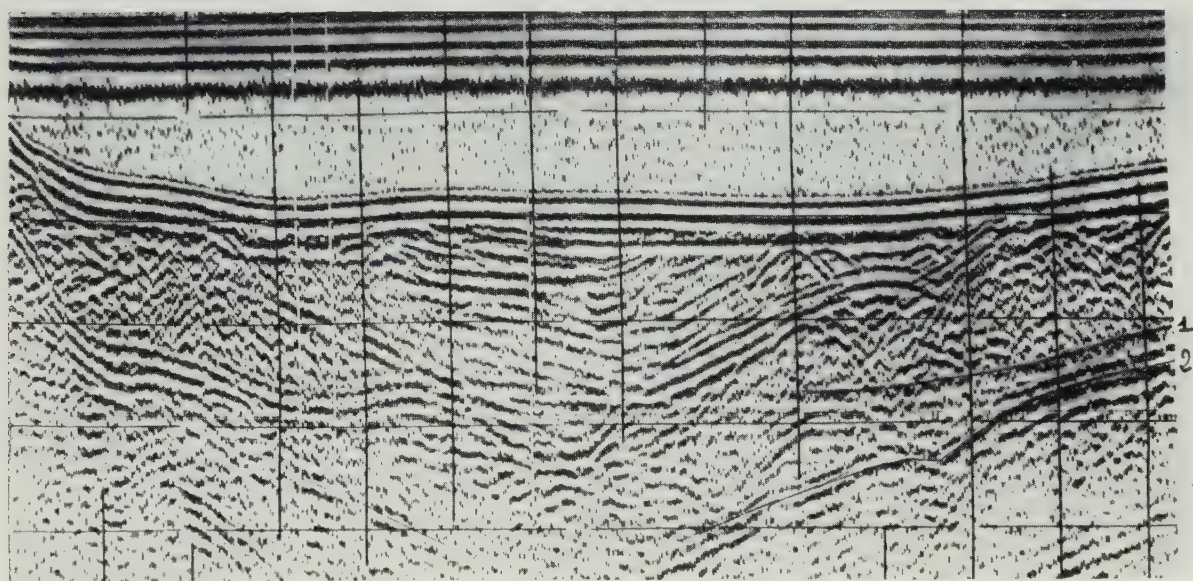


FIG. 17. — Différents types de multiples.

Coupe sparker 3 000 J; *Physalie*, octobre 1968. 40 ms entre lignes d'échelle.

Trajet des rayons : 1 — Surface-fond-surface 2 fois. 2 — Surface-réflecteur-surface-fond-surface.

2. Les horizons fantômes

Sur un profil donné, un réflecteur net peut, sur une certaine distance, disparaître à peu près complètement, sans que l'on puisse évidemment expliquer cette disparition. Si la séquence dont fait partie ce réflecteur persiste, on pourra tracer un horizon fantôme, placé à l'intérieur de la séquence comme le serait le réflecteur suivi. Cette opération, délicate, peut être intéressante pour le dessin des cartes.

3. La corrélation

Corréler un réflecteur sur deux profils distincts, c'est établir qu'il s'agit bien du même réflecteur. La corrélation peut se faire « au caractère » lorsque celui-ci est net sur les deux profils considérés. Il est préférable — et ce devrait être toujours possible — de corréler à l'intersection des deux profils en s'assurant que les temps de réflexions sont identiques sur chacun des deux profils.

CHAPITRE III

LA GÉOMÉTRIE DES RÉFLECTEURS

A - LES DIFFÉRENTES FORMES DE RÉFLECTEURS

De nombreux réflecteurs s'interprètent sans difficulté, compte tenu, lorsque c'est nécessaire, de l'exagération verticale de l'enregistrement (voir annexe).

1. Rectilignes

Les réflecteurs rectilignes reproduisent souvent à peu près la forme du fond, lorsqu'il est plat, jusqu'à l'approche des bords du bassin ou d'accidents perturbateurs. C'est le cas de presque tous les niveaux superficiels (horizon G d'ALINAT *et al.* [1966] (fig. 16), niveau X de LEENHARDT et ROUX [1967] dans l'étang de Berre, etc. (fig. 18). On conclut de leur caractère parfois peu net, de leur rectitude et de leur faible profondeur qu'il s'agit de sédiments meubles, non tectonisés, souvent plioquatérinaires.

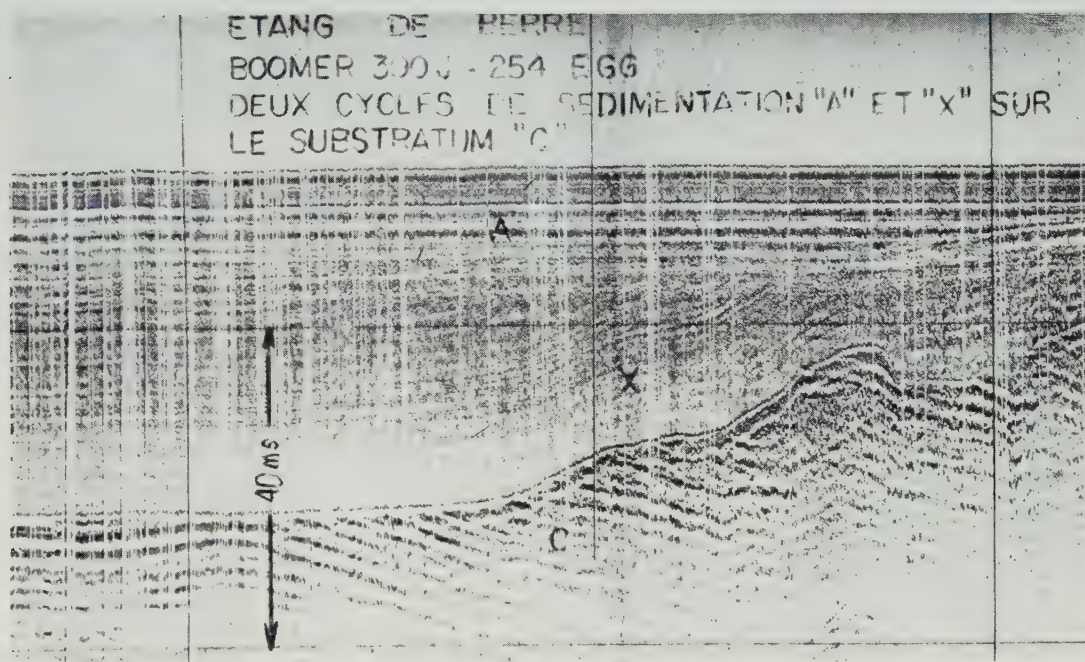


FIG. 18. — Réflecteurs rectilignes.

Le réflecteur A (surface de la vase) est ici absolument rectiligne alors que les réflecteurs X ne sont ondulés qu'à l'approche de la remontée du niveau C dont ils épousent la forme. Le sondage de vase (6 kHz) indiquait les niveaux X, aussi l'étude de l'étang a-t-elle été reprise au boomer de précision donnant un bel exemple de finesse d'enregistrement. A = vase superficielle, X = niveau d'âge indéterminé, C = le substrat crétacé supérieur. Le fond plat de C, à gauche de la figure, inattendu, est encore mal expliqué.

Coupe boomer; Espadon, mars 1966.

2. Courbes

Les réflecteurs courbes peuvent être de forme plus ou moins simple. Les horizons profonds sont en général réguliers. Le réflecteur **K**, par exemple, dessine des ondulations « à grand rayon de courbure » [GLANGEAUD, 1966]. Ils sont en général nets, avec un caractère constant qui permet de les suivre sans hésitation; ils sont aussi plus profonds. Ils correspondent à des niveaux géologiques déformés par des phénomènes tectoniques. GLANGEAUD interprète l'horizon **K** comme du Néogène plissé (fig. 19).

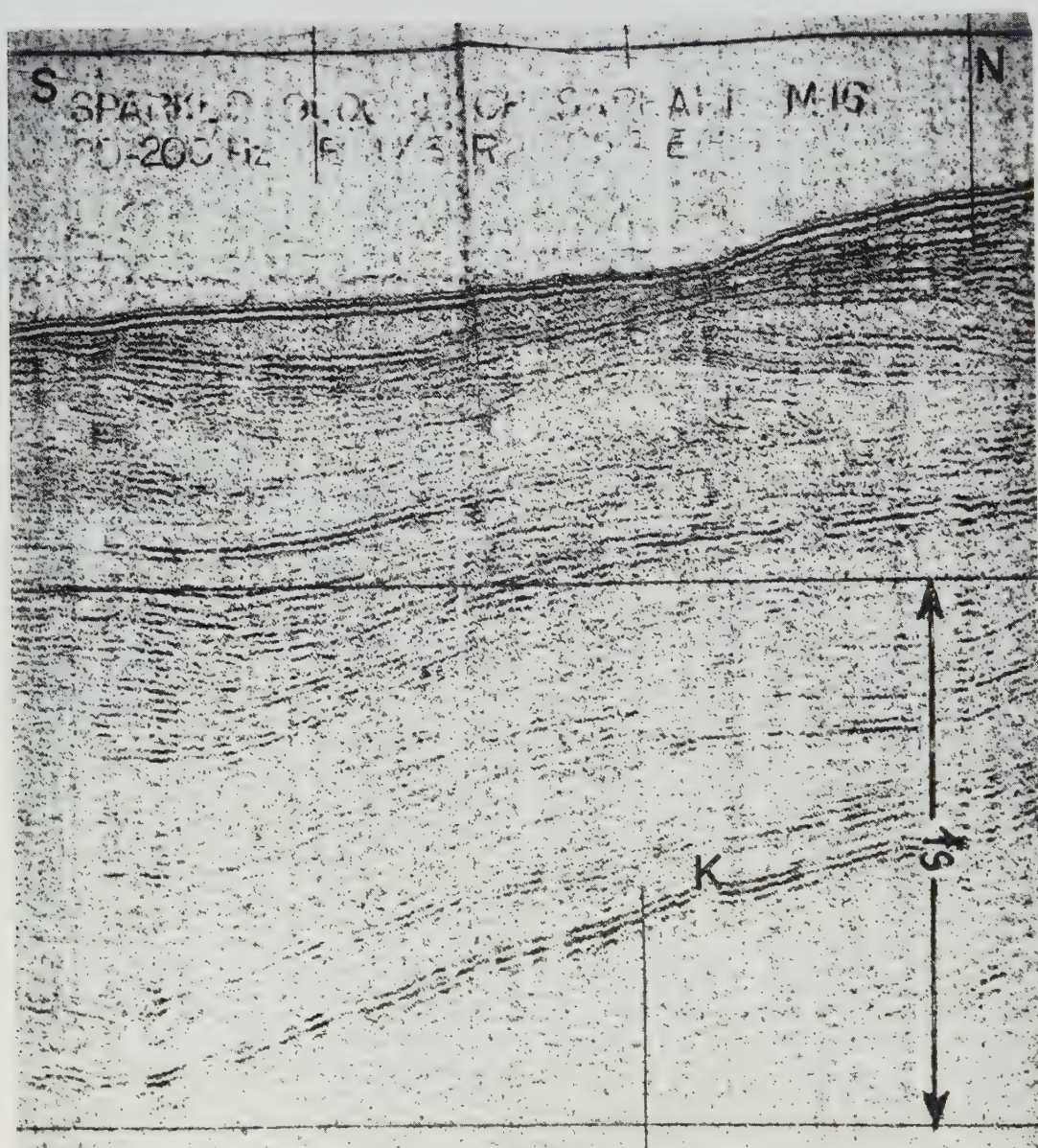


FIG. 19. — Horizon **K** au sud de La Ciotat.

L'horizon **K** amorce sa remontée vers la Provence (c'est l'horizon le plus profond). On remarquera les très larges ondulations de la série sédimentaire, sous les biseaux de sédiments meubles du pied de la pente.

Coupe *sparker*; *Calypso*, septembre 1966.

3. Complexes

D'autres réflecteurs, nets, puissants, avec un caractère bon, dessinent des figures plus compliquées.

Le tréfonds de l'étang de Berre (horizon **C** de LEENHARDT et ROUX [1967]) montre une importante série de réflecteurs inclinés, comme coupés horizontalement au couteau.

Le substrat (horizon **D** cf. fig. 56) de Planier dessine des ondulations, elles aussi nettement tranchées.

En mer d'Alboran, sous les sédiments superficiels apparaît un réflecteur dur et sinueux (fig. 20).

Dans tous ces cas, le réflecteur émerge des sédiments ou même de l'eau. En mer d'Alboran, il s'agit d'édifices volcaniques, comme le montrent le magnétisme [GÉRARD, 1967], la géomorphologie et les dragages [GLANGEAUD *et al.*, 1967].

Ces réflecteurs ont subi non seulement des déformations tectoniques mais encore les attaques de l'érosion.

4. Discontinues

Dans la zone des dômes (zone **A** de GLANGEAUD [1966] en mer Ligure), l'horizon **H** d'ALINAT *et al.* [1966] est très fragmenté. Seul son caractère permet de le définir et de le suivre. Sur le plateau de Monaco, l'horizon **C** d'EDGERTON *et al.* [1967] (fig. 14), est brutalement interrompu : son caractère est si net qu'il ne me semble pas y avoir de doute sur son identification de part et d'autre de la solution de continuité. Dans le premier cas, il s'agit, je le montrerai plus loin, de l'effet d'une tectonique extrusive sur un horizon relativement horizontal. Dans le second, nous avons sans nul doute affaire à une faille.

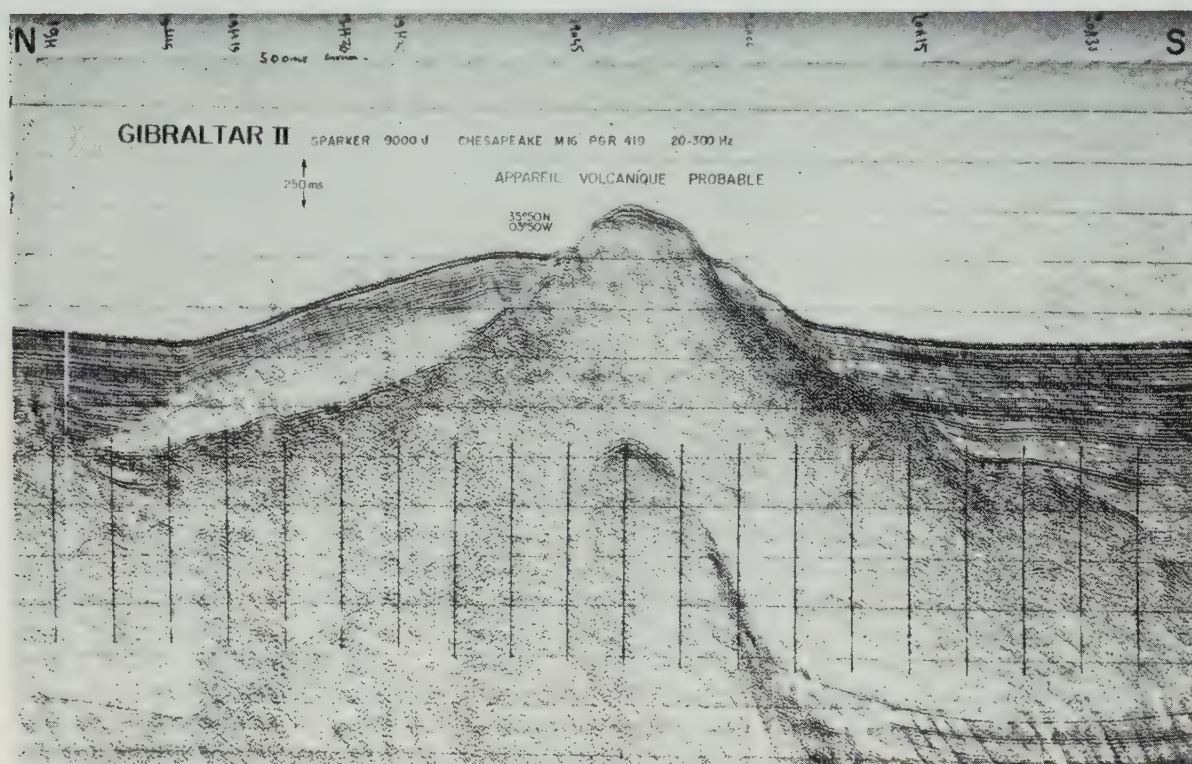


FIG. 20. — Un volcan probable.

Le réflecteur profond est irrégulier dans le détail et dans l'ensemble. Son multiple est net. Remarquer aussi la sédimentation plioquaternaire, très régulière à droite, inclinée à gauche du volcan et riche en hautes fréquences.

Coupe sparker; Charcot, octobre 1967.

GLANGEAUD, BOBIER et BELLAICHE [1967] présentent d'autres volcans, aux mêmes caractères, dans la même région (mer d'Alboran).

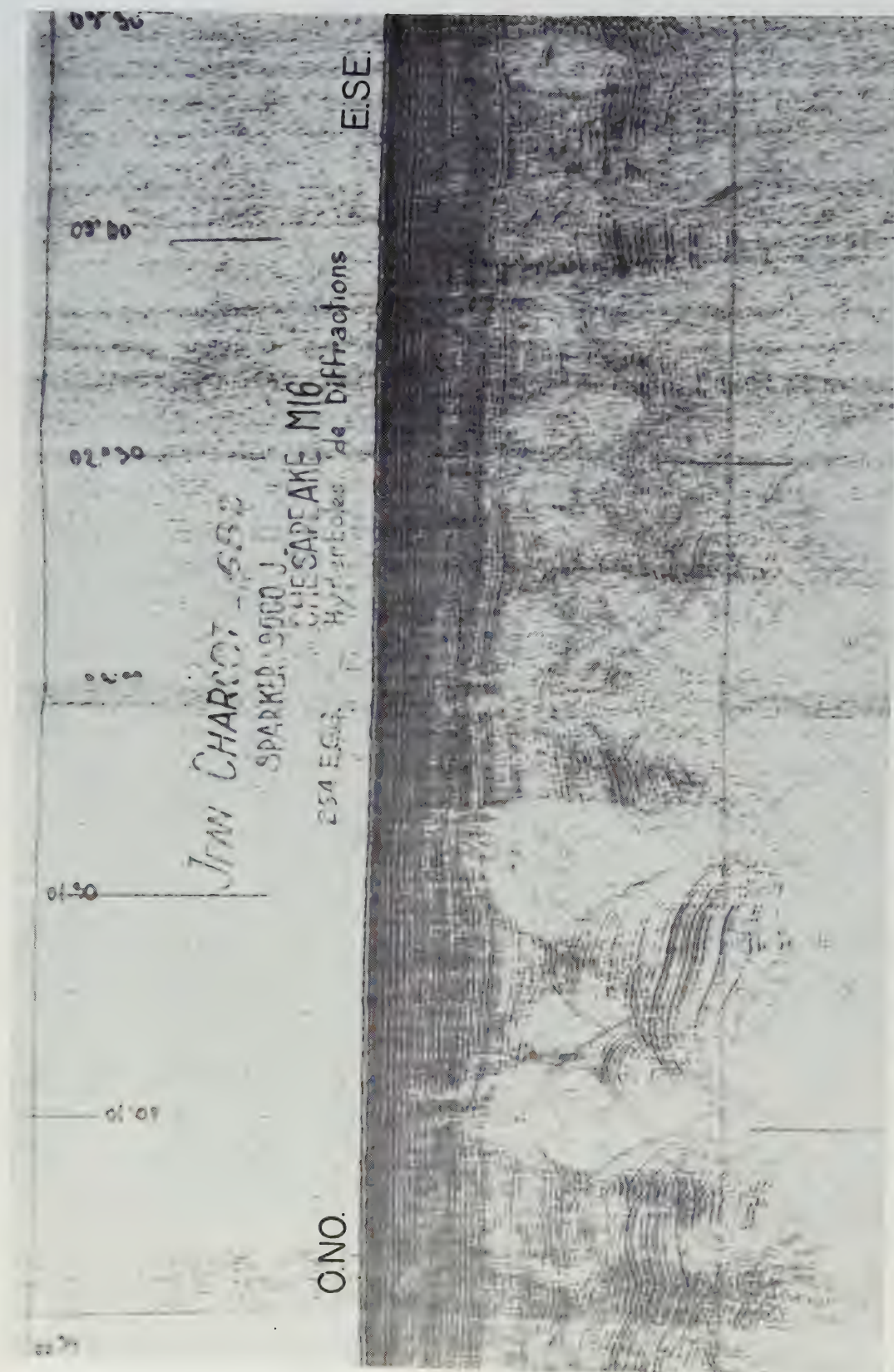


FIG. 21. — Hyperboles de diffraction dans la zone A.
Coupe *sparker*: *Charcot*, février 1966. Echelle verticale : 1 s entre lignes d'échelle.
L'enregistrement est pris dans l'est de la colline A.

5. Hyperboliques

Dans certaines zones, comme la zone **A** de GLANGEAUD, les hyperboles sont légion. Leur caractère est indiscernable. Seule la forme de la courbe est remarquable. Produites par des points, des plans ou des surfaces « brillantes », ce sont des hyperboles de diffraction (fig. 21). Elles sont dues à l'absence de directivité des appareils et comparables à celles obtenues en écho-sondage dans les fonds rocheux tourmentés. Elles témoignent souvent de fractures ou de failles d'importance tout à fait variable.

B - ANALYSE DE CERTAINS RÉFLECTEURS

Si les formes des réflecteurs courbes et hyperboliques sont faciles à reconnaître, il faut cependant les analyser plus en détail, certaines déformations des réflecteurs peuvent être provoquées par des *artefacts*.

1. Courbure vers le bas

Sur une pente, ou au passage d'une vallée sous-marine, un réflecteur plan épousera, en l'adoucissant, la forme du fond. Ceci est dû au fait que la vitesse moyenne de la surface au réflecteur est d'autant plus faible que la tranche d'eau est importante. A partir de cette observation, ROBERSON calcule la vitesse des niveaux supérieurs à cet horizon plan (voir chapitre IV).

2. Courbure vers le haut

KRAUSE [1962] a analysé un certain nombre de figures de réflexion produites en écho-sondage par des fonds aux irrégularités géométriques. Il faut, avec GOGUEL [1968], insister sur le cas de miroirs à concavité dirigée vers le haut et à rayon de courbure diminuant lorsque la pente augmente : ce type de structure se rencontre, à terre, dans les séries plissées. Il se produit alors un phénomène de caustique et, lorsque le navire avance suivant la ligne de plus grande pente, il traverse une zone d'ombre dans laquelle il n'enregistre plus de réflexion (fig. 22). Après le passage du point d'inflexion du miroir, vers la voûte anticlinale, GOGUEL remarque que la réflexion est moins forte que dans la partie synclinale. Cela ne signifie pas pour autant qu'elle soit invisible* (fig. 23).

3. Hyperboles de diffraction

a - Considérations théoriques

Supposons qu'une hyperbole de diffraction ait pour origine un point brillant, c'est-à-dire un point qui réfléchit les ondes quel que soit leur angle d'incidence. Cherchons si leur forme peut donner des précisions sur la position du point brillant.

= Le point brillant est sur le fond dans le plan vertical du profil [cf. KRAUSE, 1962]. Il en résulte que : le point brillant est le sommet de l'hyperbole de diffraction ; la pente des asymptotes mesure la vitesse du son dans l'eau.

= Le point brillant est sur le fond, en dehors du plan vertical du profil. Soit :

y : la distance du point brillant au plan vertical du bateau.

h : la profondeur du point brillant, comptée à partir de la surface.

Alors, le point brillant paraît sous le fond, à la profondeur $\sqrt{y^2 + h^2}$; la pente des asymptotes mesure la vitesse du son dans l'eau.

= Le point brillant est dans le plan vertical du profil, sous le fond, à la profondeur H (comptée à partir de la surface). Le point brillant paraît sous le fond, à la profondeur H .

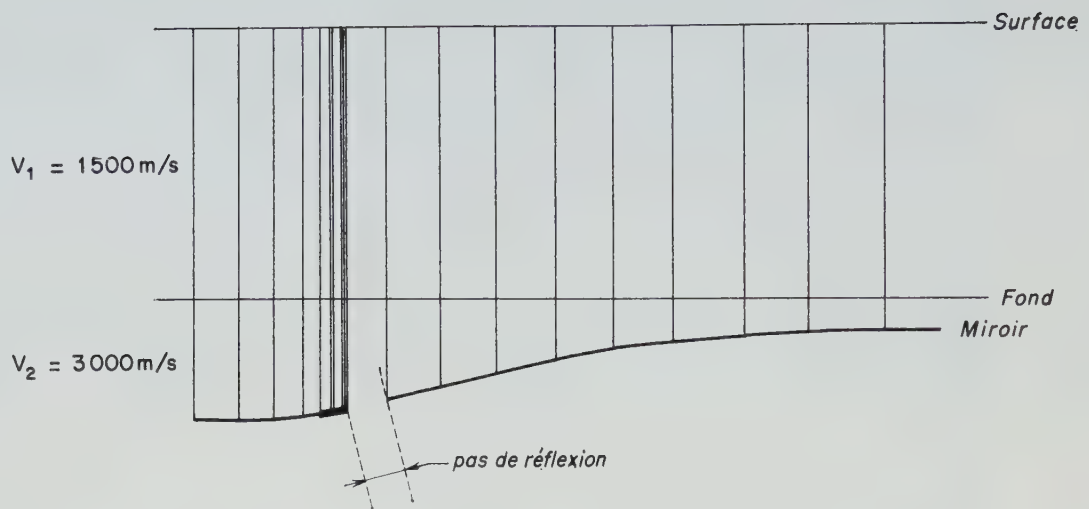
Pour la pente des asymptotes, la solution mathématique mène à une équation du quatrième degré.

A la limite, lorsque l'angle du rayon réfracté dans le sol tend vers $\frac{\pi}{2}$, l'angle du rayon incident

* Ajoutons que GOGUEL donne la première formule utilisable en sondage sismique continu pour calculer le déport du miroir incliné lorsque le profil sismique suit la ligne de plus grande pente du miroir, que les angles d'incidence sont petits ($< 10^\circ$) et que le fond est horizontal : h_e et h_1 étant les épaisseurs d'eau et de la première couche de sédiment (le calcul suppose que l'on peut estimer la vitesse V_1 de ces sédiments), t_e et t_1 les temps simples de parcours dans l'eau et dans la première couche, α la pente vraie du miroir, Δx et Δt sont les déports en distance et en temps dont il faut corriger le miroir pour avoir sa vraie position (fig. 24).

$$\begin{aligned}\Delta x &= (t_e V_e^2 + t_1 V_1^2) \operatorname{tg} \alpha \\ \Delta t &= (t_e V_e^2 + t_1 V_1^2) \operatorname{tg}^2 \alpha\end{aligned}$$

COUPE TEMPS



COUPE PROFONDEUR

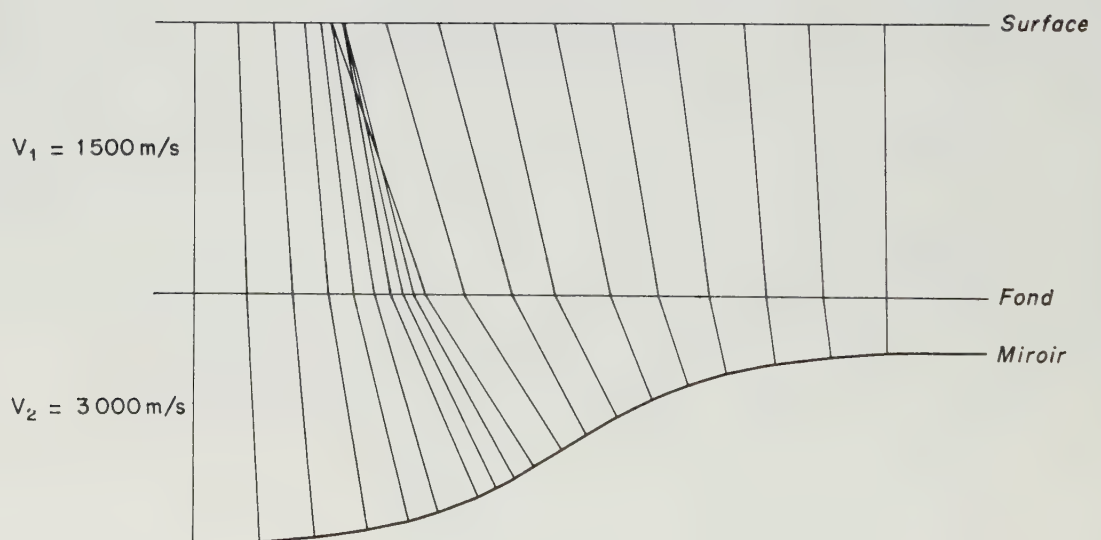


FIG. 22. — Caustique et zone d'ombre sur un anticlinal [d'après GOGUEL, 1968].

L'enregistrement représente en vraie grandeur (en prenant le temps mis pour parcourir la longueur unité comme échelle verticale) la surface, le fond et le miroir sous-jacent (Coupe temps). Au-dessous, ce modèle avec échelle verticale en longueur (Coupe profondeur). On suppose l'émetteur et le récepteur confondus et les rayons se réfléchissant selon la normale au miroir. La vitesse dans le sol est double de la vitesse dans l'eau.

CALYPSO Avril 1966

"GEOMEDE I"

Sparker 9.000 joules

Chesapeake M16

PGR 419

191 2h30

250 m s

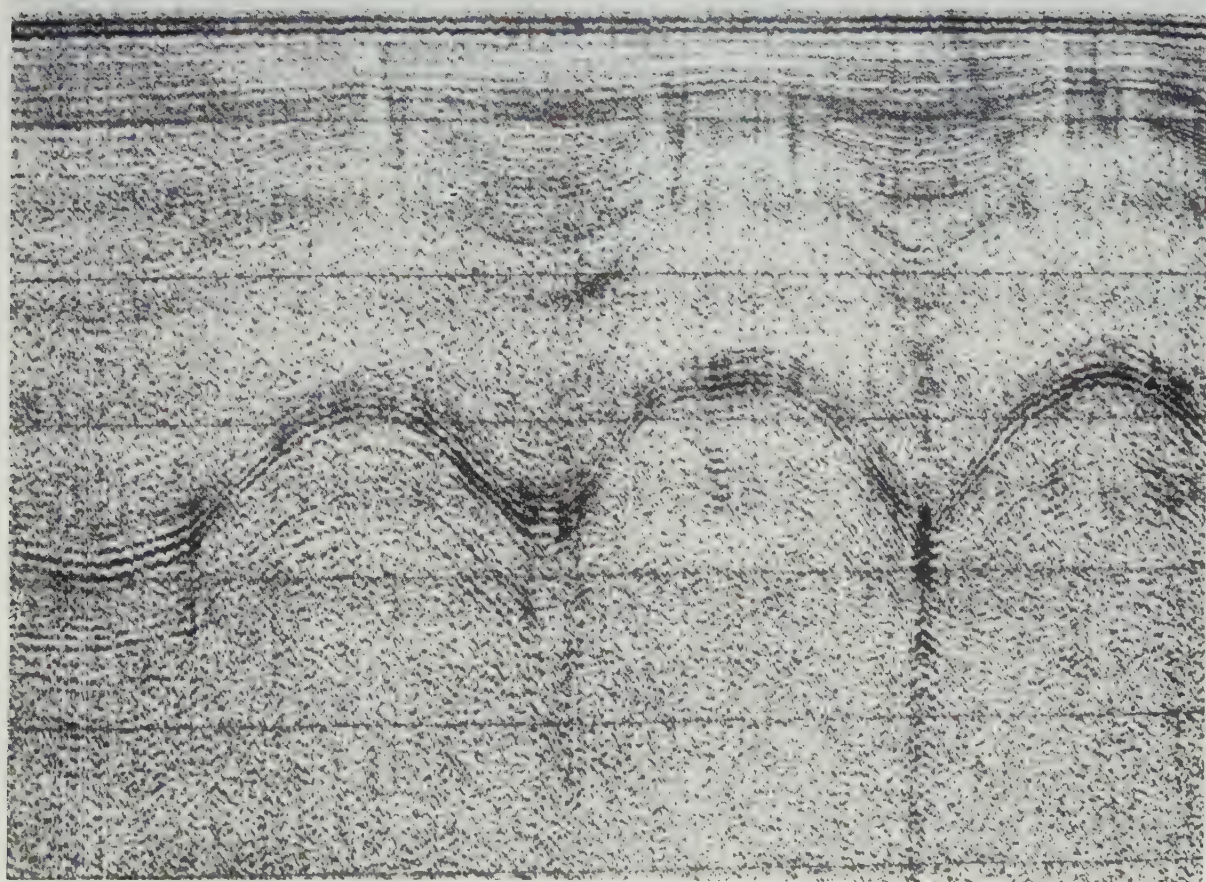


FIG. 23. — Des anticlinaux sous la plaine abyssale méditerranéenne. On observe une caustique à droite de la figure. Coupe *sparker*; *Calypso*, avril 1966. Sud d'Almería, cap au Nord.

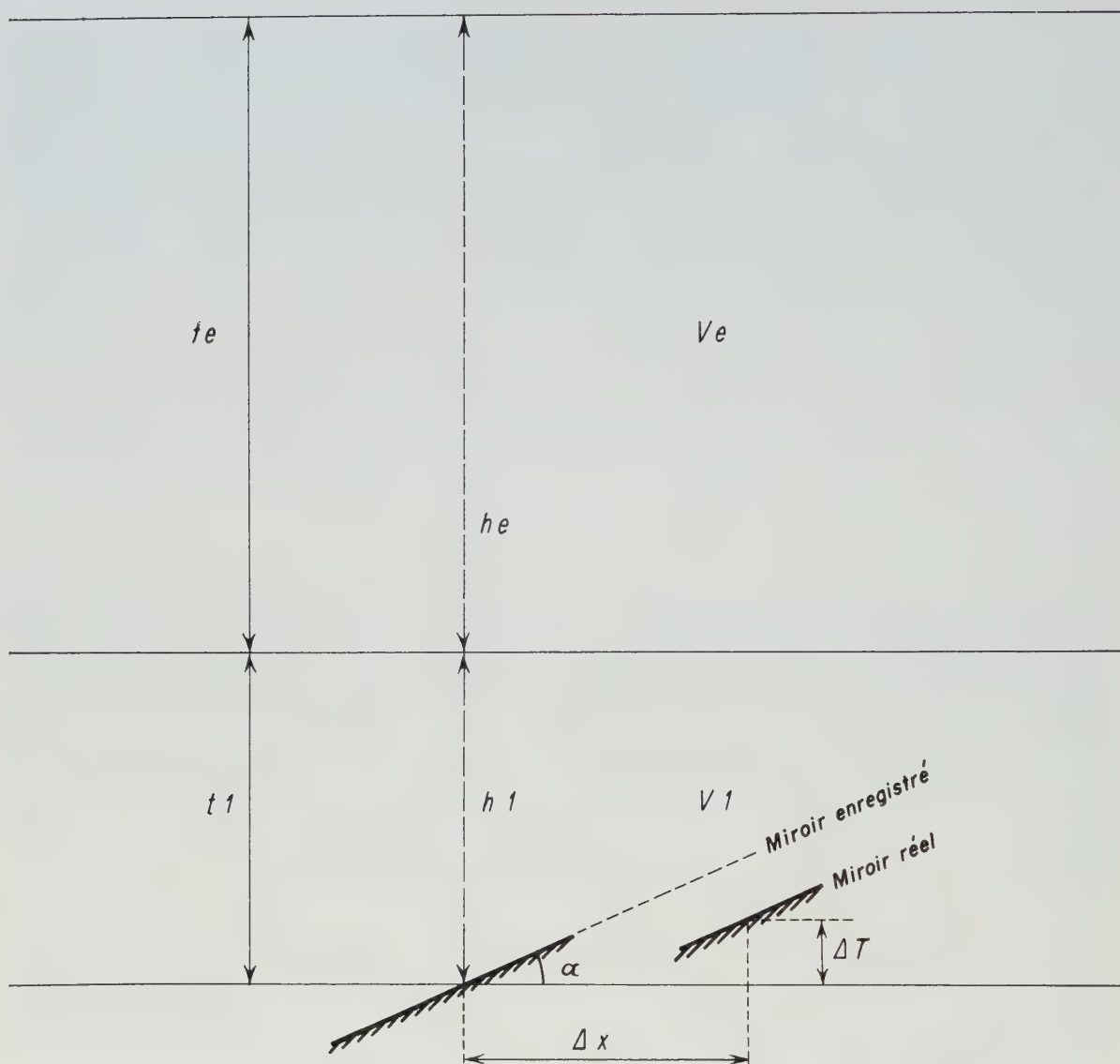


FIG. 24. — Déport latéral du sondage sismique continu.
Voir texte [d'après GOGUEL].

dans l'eau tend vers une valeur finie. Le trajet dans l'eau est donc fini quand le trajet dans le sol est infini : la pente de l'asymptote mesure la vitesse dans le sol.

= Le point brillant n'est pas dans le plan vertical du profil, il est sous le fond (fig. 25). Il en résulte que le point brillant est sous le fond à une profondeur $\sqrt{y^2 + H^2}$, comptée à partir de la surface ; les asymptotes se coupent sur le fond, à la verticale du point brillant ; la pente des asymptotes mesure la vitesse dans le sol.

En résumé, la position du sommet d'une hyperbole de diffraction n'indique rien sauf si le sommet est enregistré au-dessus du fond.

b - Application pratique

Pour se rendre compte de la cause d'une branche d'hyperbole, on mesure sa vitesse apparente (l'inverse de la pente); elle est significative si elle est voisine de 1 500 m/s. Dans ce cas il s'agit d'un point brillant placé sur le fond.

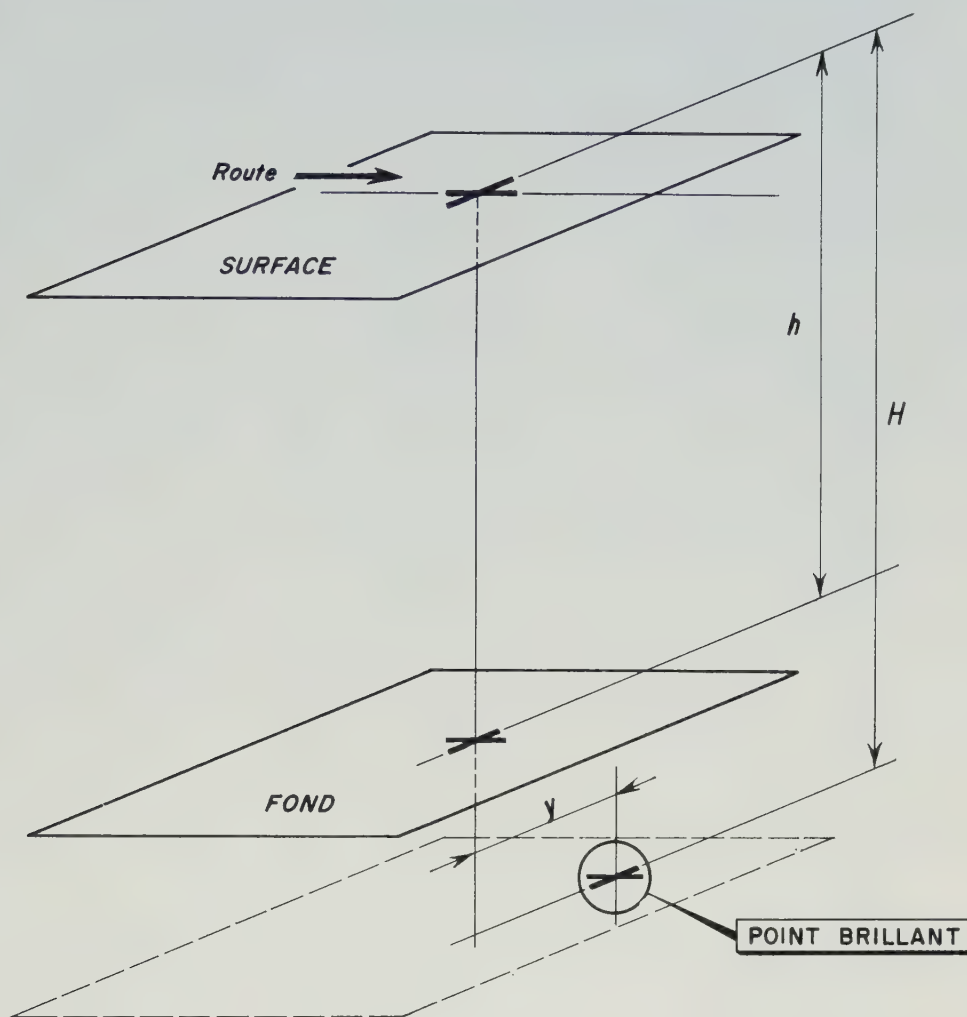


FIG. 25. — Schéma du point brillant en dehors du plan vertical contenant le profil.

Si elle est supérieure, il pourra s'agir soit d'un réflecteur incliné, soit encore d'un phénomène parasite tel qu'une réflexion-réfraction. L'analyse des diffractions et de la courbure des réflexions à l'approche du miroir peut permettre de dire s'il s'agit d'une faille directe ou d'une faille inverse, mais seulement au prix de délicates hypothèses sur la séquence géologique intéressée et les valeurs respectives des vitesses dans les différentes couches. Dans tous les cas, l'analyse est considérablement aidée par un réseau de profils.

C - L'ANALYSE TECTONIQUE

1. La disposition des réflecteurs

La disposition des réflecteurs est l'image de la forme des strates observées en géologie. Notons simplement que, comme à terre, l'analyse du caractère, de sa fréquence en particulier, facilite l'identification des biseaux fins et des structures lenticulaires. Les failles sont souvent plus délicates à définir : sur les enregistrements, le rapport des échelles, souvent de 1 à 10, masque pratiquement les réflecteurs de pendage supérieurs à 45°*.

2. L'étude tectonique

C'est l'intérêt du *document brut* qu'est une bande de sondage sismique continu de faire apparaître le style tectonique de la zone étudiée (fig. 26).

Au terme de l'analyse des enregistrements, le géophysicien requiert la compétence du géodynamicien pour effectuer l'étude tectonique. Celle-ci s'effectue à une échelle différente de l'analyse géophysique ; elle considère les grands ensembles, les distingue et identifie les grandes unités. Sans entrer dans les détails, nous présentons quelques exemples d'essais d'identification de séquences caractéristiques.

Ainsi, dans la plus grande partie de la plaine abyssale en Méditerranée occidentale, des horizons superficiels, réguliers, finement stratifiés, bons réflecteurs, riches en hautes fréquences, surmontent une séquence de réflecteurs faibles, rares, peu continus mais conformes, en général, à la séquence supérieure. Ces deux séquences sont d'épaisseurs à peu près égales entre elles (la séquence supérieure peut être plus importante). Nous sommes en présence d'une unité homogène, cohérente et peu déformée.

GLANGEAUD, BOBIER et BELLAICHE [1967] nomment niveau **A** la séquence supérieure qui correspondrait au « Pliouaternaire (entre 0 et 6 millions d'années) » et niveau **B** la séquence inférieure. Ils écrivent : « son aspect diffus et non lité paraît correspondre à des dépôts grossiers, mal stratifiés ». Ce niveau est nommé « Pontien, dans son sens extensif » (fig. 12) (pour nous, compris entre les réflecteurs **H** et **G**).

Il ne me semble pas que la *transparence* du niveau **B** corresponde à des dépôts grossiers et mal stratifiés, mais plutôt à une sédimentation plus continue, plus homogène que la sédimentation de la séquence supérieure quoique de nature analogue (fig. 27). S'il est indubitable que cette dernière séquence correspond au Quaternaire et probable qu'elle inclue une partie du Pliocène, n'est-il pas délicat de préciser, en l'absence de forages, l'âge de la séquence inférieure ? Et quand bien même nous disposerons d'échantillons, le problème risque d'être seulement déplacé : que l'on pense aux difficultés de l'identification des passages d'un Pontien que l'on connaît comme franchement continental à un Quaternaire certainement marin. En attendant, les levers en cours permettront de définir les zones dans lesquelles existent ces faciès et de préciser l'emplacement et l'importance des déformations qu'ils ont subies, montrant si l'émersion pontienne s'est étendue ou non à la totalité du bassin.

De nombreux passages sourds sur les enregistrements, en forme de dômes, aux parois raides, rebroussant vers le haut les sédiments à leur contact, délimitent un périmètre remarquable. Il s'agit de phénomènes extrusifs, répartis sur une zone caractéristique en mer Ligure. Ils sont interprétés comme les dômes de sel de l'antéclise ligurien (*cf.* fig. 79).

A l'analyse bathymétrique, la terminaison nord de la zone **A** de GLANGEAUD [1966] montre des caractères analogues mais aux dimensions plus amples. ALINAT *et al.* [1966] l'ont d'abord rattachée à la zone des dômes. La considération du style tectonique révélé par une bonne coupe sismique et l'étude de son environnement conduisent [GLANGEAUD, ALINAT *et al.*, 1966] à y voir plutôt un resserrement dû à une poussée *tectonique*, vers l'ouest, du bloc corso-sarde produisant de véritables amorces de nappes de charriage.

De nombreux massifs recouverts de sédiments ou simplement immergés, aux formes amples mais accidentées, aux réflecteurs diffractants, sans pénétration, sont des volcans : la mer d'Alboran en présente de multiples exemples.

* Ceci souligne l'intérêt de cadences d'émission rapides, de larges papiers, d'enregistrements à forte vitesse de déroulement.

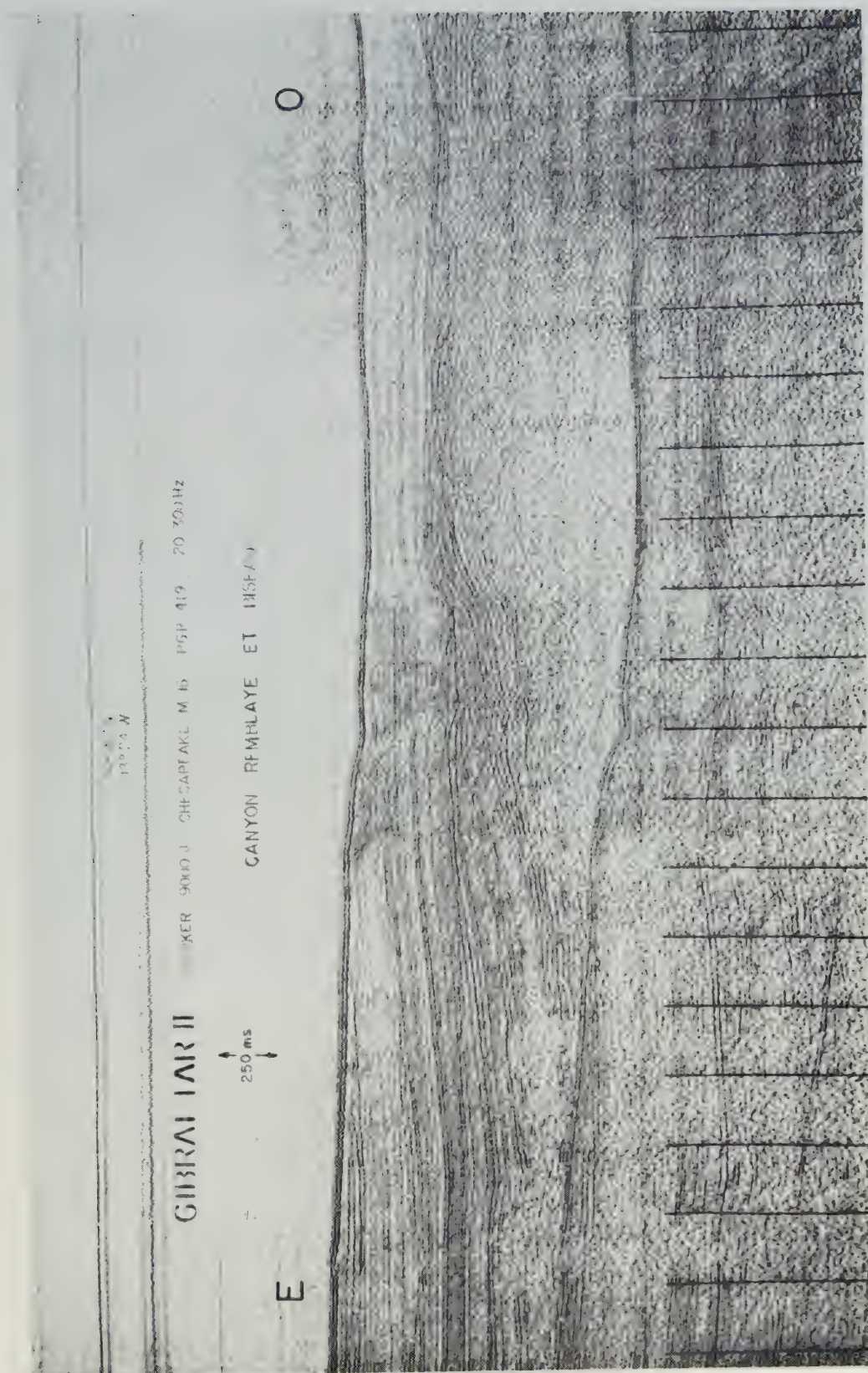


FIG. 26. — Canyon remblayé et biseau. Une sédimentation récente et complexe repose sur un substrat relativement irrégulier. On remarque l'échancrure, comblée, causée par le passage d'un ancien canyon. Au-dessous de cet ancien canyon, un biseau. La coupe est prise sur la pente continentale parallèlement à la côte sud du Portugal. Coupe *sparker*; *Charcot*, octobre 1967.

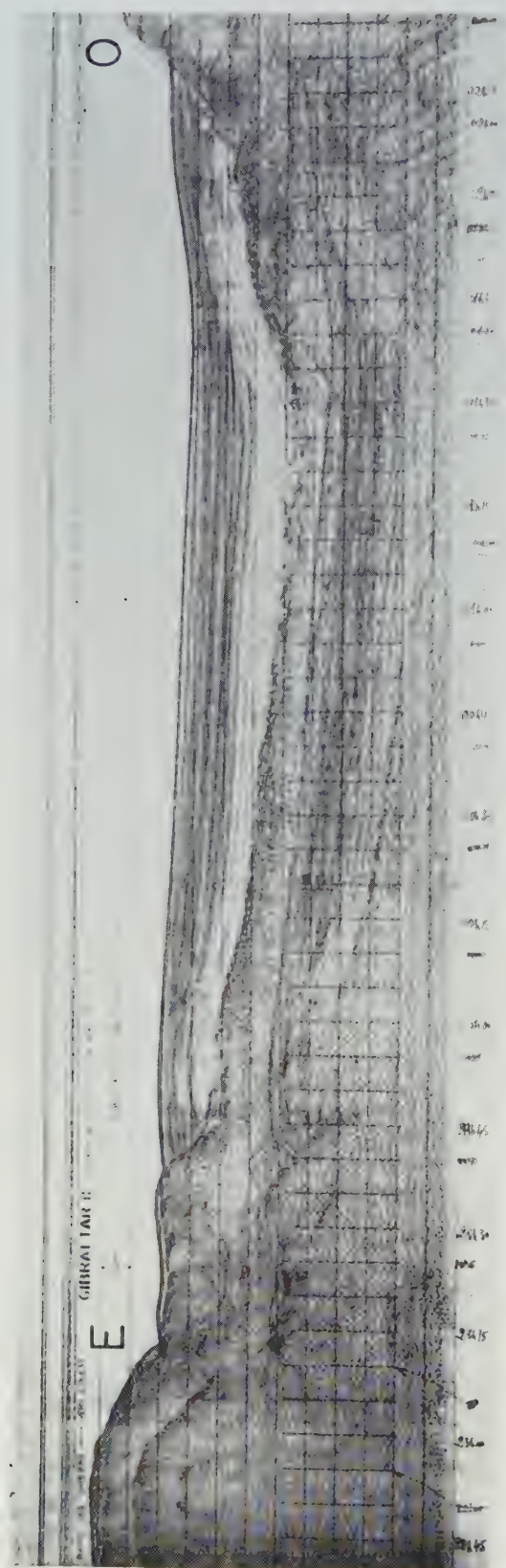


FIG. 27. — Sédimentation ploquaternaire régulière.

Dans une dépression de la mer d'Alboran, à l'ouest du banc des Câblers, deux séquences relativement calmes de la sédimentation récente reposent sur un substrat antépliocène. La partie superficielle, à sédimentation contrastée, correspond au niveau **A** de GRASOT AND BOUÏR et BILLAUCH [1967] et la partie immédiatement inférieure, plus pâle, à sédimentation plus homogène, au niveau **B** de ces auteurs. Au-dessous, on distingue nettement deux niveaux; le plus profond est partiellement masqué par l'écho double.

Coupe sparker; Charcot, octobre 1967.

Des réflecteurs plus ou moins ondulés, parfois faillés, toujours recouverts de sédiments plioquaternaires, présentant des réflexions au caractère sûr, doivent être interprétés (fig. 28) comme les témoins enfouis de la tectonique antépliocène.

Parfois, l'interprétation est plus délicate. Remarquons, par exemple, une structure enregistrée pendant la campagne *Gibraltar II*. En s'approchant d'un édifice certainement volcanique, la stratification fine et régulière disparaît subitement (fig. 29). Peut-être sont-ce des faciès péri-volcaniques contemporains du volcan? Pour LE PICHON (*communication orale*), il s'agit d'un dépôt de sédiments récents par courants de turbidité. La zone sans stratification serait sous le courant du volcan, qui aurait provoqué des turbulences, empêchant un dépôt stratifié.

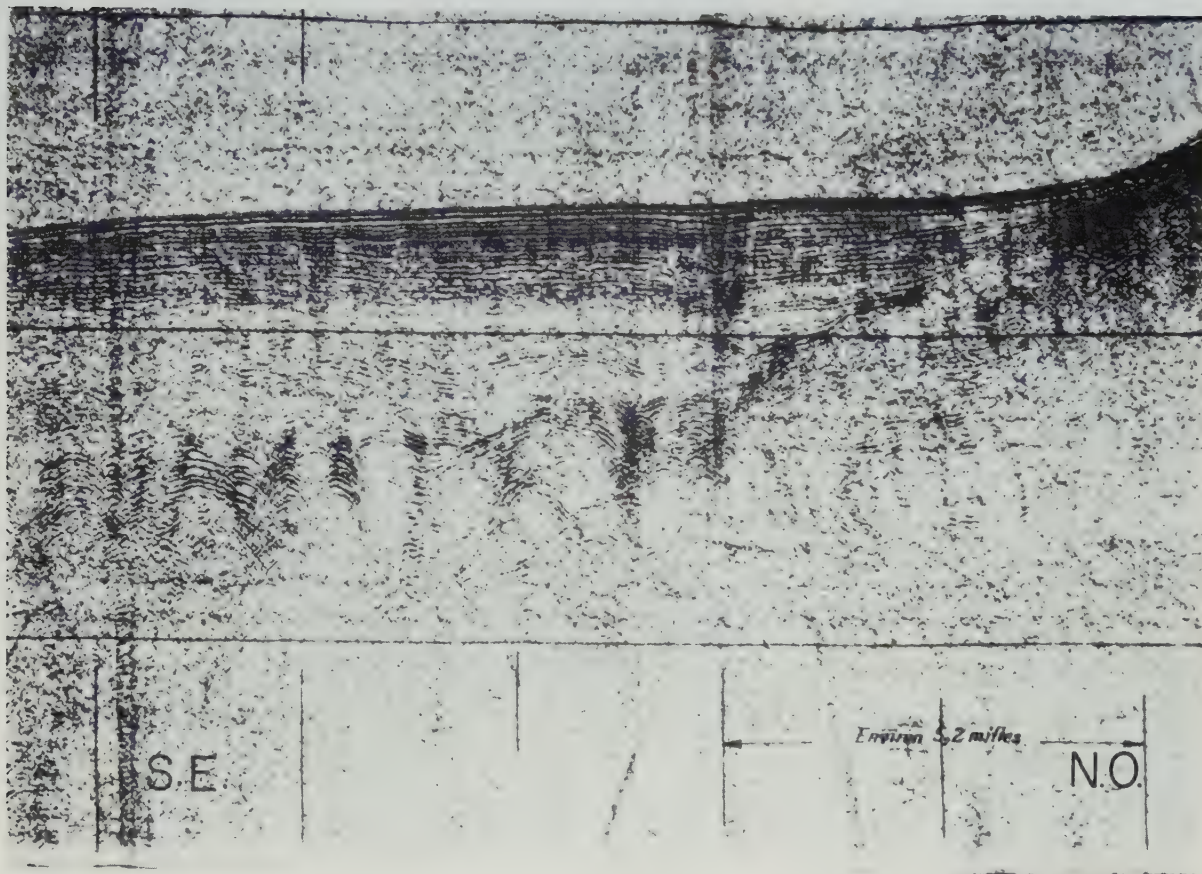


FIG. 28. — Le substrat antépliocène.

La remontée du niveau H, dans le sud-est de l'île du Levant, montre de nettes traces d'érosions (discontinuités dans le détail des réflecteurs).

Coupe *sparker*; *Calypso*, octobre 1966.

La pratique permet, en combinant l'analyse du caractère, l'étude géométrique des réflecteurs et les observations morphologiques, de proposer, souvent, une nature géologique pour un réflecteur donné.

Soigneusement analysés, les documents fournis par le sondage sismique continu sont donc d'une remarquable fécondité.

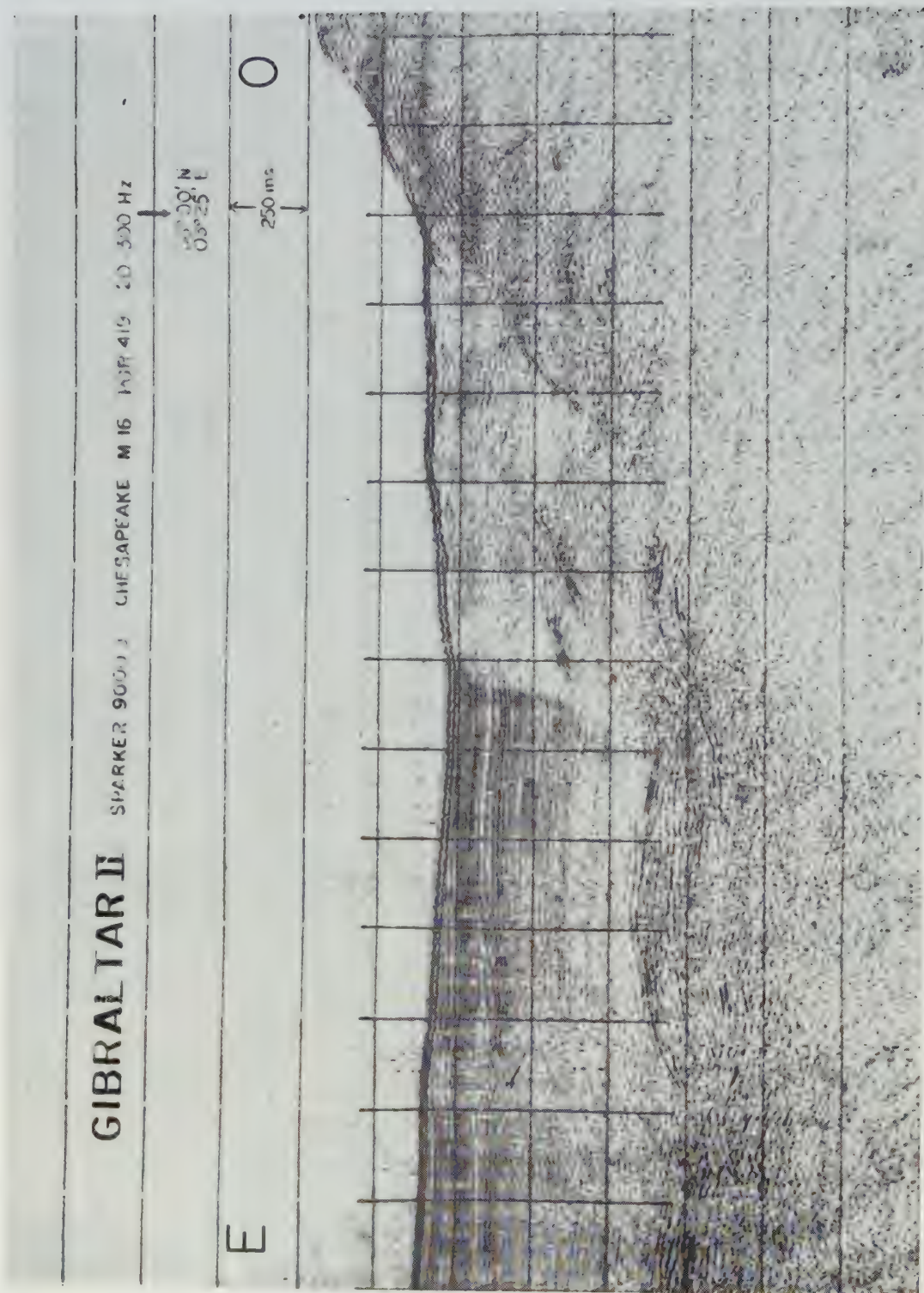


Fig. 29. — Stratification interrompue (mer d'Alboran). Entre un volcan (à droite) et une sédimentation meuble, régulière (à gauche), une partie du trefonds ne montre pas de réflecteurs. Il peut s'agir d'un phénomène de turbulence lors du dépôt, dû à la présence du volcan ou encore d'un faciès périvolcanique. Coupe *sparker*; Charcot, octobre 1967.

CHAPITRE IV

LA QUESTION DES VITESSES

Un sondage sismique continu fournit une coupe-temps*. Le géologue souhaite travailler sur une coupe-profondeur, c'est-à-dire une représentation métrique du sous-sol. Il faut donc transformer l'échelle verticale de la coupe pour passer des temps aux profondeurs. Ceci suppose de connaître la vitesse verticale de propagation des ondes dans les terrains considérés.

A - INTRODUCTION

A terre, l'arsenal des moyens est large.

1. Réfraction

Les sondages réfraction fournissent la séquence des vitesses jusque dans le manteau. Cependant la réfraction est utilisée principalement pour l'étude de la discontinuité de MOHORoviČIĆ, pour la détermination de la profondeur du socle ou pour l'analyse des couches superficielles. En ce qui concerne les formations intermédiaires, l'expérience montre que les résultats sont sujets à caution dès que l'on n'est pas rigoureusement assuré de la conformité des couches du sous-sol au schéma qui sert à l'interprétation des mesures. Le document brut, fourni par des mesures de réfraction, est un graphe dont les axes sont la distance de propagation du point d'émission au point de réception et le temps de propagation correspondant. En faisant varier la distance, on obtient une série de points que l'on interprète en supposant, en première approximation, que l'on a affaire à un empilement de couches peu inclinées et de vitesses croissantes avec la profondeur. Chaque groupe des points du graphe qui s'aligne représente une couche et l'inverse de la pente de la droite ainsi déterminée mesure la vitesse dans cette couche. En vérité, cette méthode d'interprétation est subjective : elle repose sur le tracé de ces segments de droites passant par quelques points. Le résultat ne représente que l'idée que l'interpréteur se fait de la structure qu'il étudie. Nous verrons à quelles conclusions peuvent aboutir des études par réfraction en mer lorsqu'on les compare aux enregistrements de sondage sismique continu. Notons en outre que la réfraction mesure des vitesses horizontales (V_h); pour connaître les vitesses verticales (V_v), il est nécessaire de tenir compte du coefficient d'anisotropie des terrains traversés. Celui-ci a été estimé par MORLET et GUÉRY [1961] qui indiquent :

$$1,0 \leq \frac{V_h}{V_v} \leq 1,2$$

Le coefficient d'anisotropie est fonction de la schistosité du terrain traversé.

2. Réflexion oblique

J'ai développé, dans ma thèse de troisième cycle [LEENHARDT, 1962 a], quelques caractères du tir-vitesse et des statistiques de ΔT (cf. fig. 6). Le tir-vitesse donne une indication intéressante de la vitesse moyenne entre la surface et un miroir considéré, pourvu que celui-ci soit rigoureusement horizontal. Les statistiques de ΔT , comme le tir-vitesse, se fondent sur l'augmentation de la durée du trajet réfléchi (oblique) lorsqu'on éloigne le récepteur de l'émetteur. Depuis peu, la correction de la courbure ainsi imposée aux réflexions fournit la loi de variation de la vitesse avec la profondeur.

* C'est-à-dire dont l'échelle verticale est mesurée en temps de propagation.

3. Diagraphie acoustique

Le sismo-sondage et le carottage continu de vitesses, méthodes complémentaires, sont des outils de choix pour la mesure des vitesses verticales. Elles ont fourni la matière première à des travaux récents et nombreux sur les films synthétiques (voir par exemple les travaux de MORLET et SCHWAETZER, [1961, 1962]). Elles supposent qu'il existe des sondages dans lesquels on puisse descendre des appareils de mesure.

Or, en mer, ces sondages ne sont encore entrepris que sur des objectifs pétroliers bien précis, jusqu'à présent toujours sur le plateau continental; la diagraphie n'est donc pas, en général, utilisable. Pour ne rien négliger des possibilités de mesures en mer, nous examinerons successivement les mesures directes, pratiquées sur des échantillons ou *in situ*, la réfraction et la réflexion oblique, méthodes indirectes mais les seules qui puissent, dans certains cas, pénétrer assez profond pour répondre au problème posé.

B - LES MÉTHODES DIRECTES

Les méthodes directes ne sont donc applicables qu'aux sédiments superficiels, puisque les carottes dépassent rarement dix mètres de longueur.

1. Mesures sur échantillons

a - Quelques méthodes à très haute fréquence (≥ 1 MHz)

Les mesures sur échantillons sont évidemment les plus faciles puisqu'il suffit, en principe, de prélever une carotte de vase et d'utiliser des transducteurs à très haute fréquence (de l'ordre du mégahertz). J'ai résumé ailleurs [LEENHARDT, 1962 a, pp. 25 et seq.] quelques méthodes déjà anciennes. En 1961, à bord du *Chain* [rapport MOM/OL-001], HERSEY utilisait un appareil dont la précision m'a paru faible. Le Bureau d'études océanographiques du Service hydrographique de la Marine [BOCKEL, 1962; GREFFARD, 1966] a utilisé un appareil plus évolué dont les résultats paraissent cohérents [SERRUYA & LEENHARDT, 1968]. L'erreur maximale absolue est inférieure à 5 m/s. Retenons qu'il ne semble pas apparaître de distorsion aux très hautes fréquences*.

b - Méthodes à haute fréquence (≤ 80 kHz)

Comme les mesures sur échantillons sont toujours faites à très haute fréquence (de l'ordre du MHz), il m'a paru nécessaire d'essayer de connaître la vitesse, dans les matériaux superficiels, mesurée à des fréquences beaucoup plus basses**.

Du sable fin (diamètre de l'ordre de 250 μ) de la plage de Saint-Aygulf a été mis en cuve dans les laboratoires de la C.S.F. - Cagnes.

Différentes méthodes ont été utilisées :

— Ondes entretenues dans une cuve à parois non réverbérantes.

On excite un émetteur en ondes entretenues et l'on déplace un récepteur mobile dans le sable puis dans l'eau. On peut ainsi mesurer le déphasage — donc la vitesse dans le sable — et l'atténuation. Cette mesure a été faite à 80 kHz avec une dalle de face parlante égale à 3 λ . La figure 30 indique les courbes d'atténuation pour un aller et pour un retour du récepteur. Sur le même graphique est représentée la courbe mesurée en remplaçant le sable par l'eau. On voit que l'atténuation est de l'ordre de 0,5 dB/mm. La différence entre les courbes aller et retour peut s'expliquer par les modifications du milieu sous l'effet du déplacement du récepteur.

— Mesures en impulsion sur une lame épaisse.

En utilisant des impulsions, on peut distinguer les échos, provenant des parois de la cuve, des signaux transmis à travers une lame ou réfléchis sur celle-ci. La lame est une cuve de 800 $\times$ 800 $\times$ 350 mm dont les parois sont les plus minces possible. Une fois remplie de 560 mm de sable, l'ensemble pèse près de 5 quintaux. De la géométrie de l'expérience, il résulte que la fréquence doit être supérieure à 15 kHz. La figure 31 représente les variations du coefficient de réflexion en fonction de la fréquence (le coefficient de réflexion est ici défini comme la différence entre les niveaux sonores de l'onde incidente et de l'onde réfléchie).

* Le domaine de la mécanique des vases est si peu exploré, si mal connu et si complexe à étudier que l'on comprendra que j'écrive cette proposition sous toutes réserves.

** D'après le rapport DELA - 81.588 ML de C.S.F.

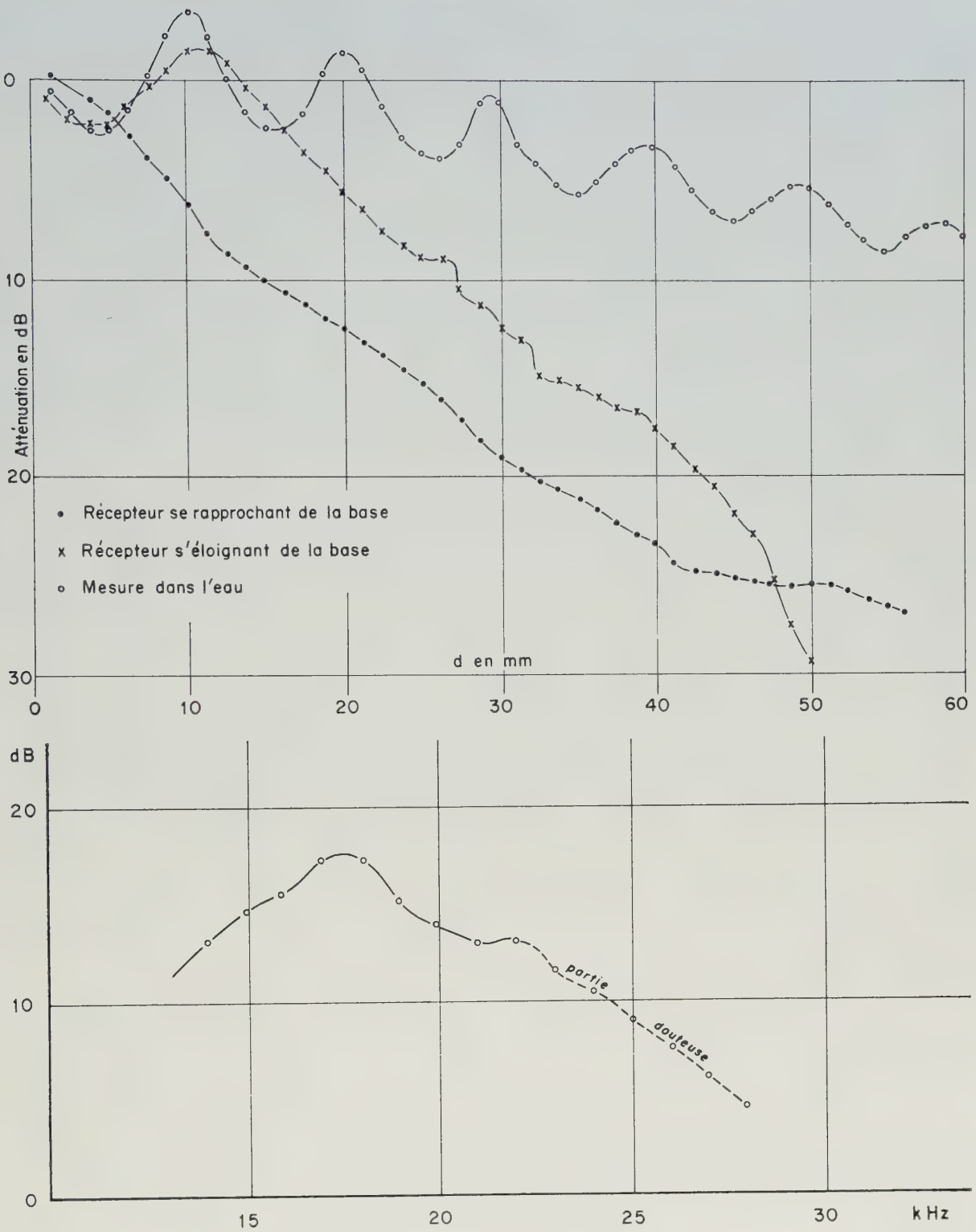


FIG. 30 (en haut). — Courbes d'atténuation mesurées dans le sable (mesures en cuve).

FIG. 31 (en bas). — Variation du coefficient de réflexion dans le sable en fonction de la fréquence (mesures en cuve).

En outre, on a pu déterminer pour la seule fréquence 20 kHz (au-delà l'absorption est trop forte), une vitesse de 1 250 m/s (épaisseur de sable 350 mm, retard apporté par la lame : 280 μ s). Ce chiffre est plausible pour un sable peut-être insuffisamment mouillé. On perd 35 dB dans la lame; l'atténuation est donc de 1 dB/cm.

Ces mesures en cuve sont à la fois difficiles et décevantes sur le sable. Pour aller plus loin, il faudrait travailler *in situ* dans un matériau moins absorbant.

2. Mesures *in situ*

Les échantillons prélevés sont-ils toujours identiques, une fois arrivés au laboratoire, au sédiment original? Il est difficile d'être absolument affirmatif; aussi préfère-t-on tenter des mesures *in situ*.

a - Mesures de vitesse horizontale

SHUMWAY et HUCKABY [1961] puis HAMILTON [1963] l'ont fait, les premiers, avec une petite base à haute fréquence, mesurant une vitesse horizontale. L'instrument était mis en œuvre d'abord par plongeur, puis sur le bathyscaphe *Trieste*.

ULONSKA et JARKE [1966], au *Deutsches Hydrographisches Institut*, construisent une très intéressante sonde bifide — une des perches porte l'émetteur, l'autre le récepteur — la fréquence d'émission est de 250 kHz et la fréquence de répétition de l'ordre de 4 500 Hz. Dans le temps de l'enfoncement de l'engin dans le sol, ils enregistrent une coupe continue de la vitesse* (fig. 32).

Ce sont là des mesures de vitesse horizontale.

b - Méthode du piquet acoustique

M'inspirant du carottage continu utilisé dans l'industrie pétrolière, j'ai conçu le piquet acoustique (fig. 33), dans le dessein de mesurer l'atténuation des vases à différentes fréquences, pour tenter d'expliquer ensuite certains échecs du *Mud penetrator* [CHASSEFIÈRE & LEENHARDT, 1967]. La mesure verticale de la vitesse dans le premier mètre de vase est possible dans de bonnes conditions. Le piquet acoustique, composé de deux hydrophones espacés de 1 m, est enfoncé dans la vase jusqu'au niveau de l'hydrophone supérieur. A sa verticale sont placés successivement des transducteurs émettant de brèves impulsions; les ondes reçues par les hydrophones sont étudiées à l'oscilloscope (fig. 34). Examinons la constitution du piquet acoustique et le processus de mesure de la vitesse.

Un cylindre d'acier constitue le corps du tube. Du Klégécel isole acoustiquement les céramiques. La pointe du tube est lestée de plomb pour permettre au piquet de s'enfoncer par son propre poids dans la vase. Un câble conducteur-tracteur remonte les signaux à un oscilloscope double trace. Au-dessus du piquet, à sa verticale, nous plaçons un transducteur. Nous commandons l'émission des impulsions sonores que le transducteur envoie dans l'eau. Ces signaux atteignent successivement les deux hydrophones, le second après passage dans la vase. Transformés en tensions électriques, ils sont remontés par un câble vers l'oscilloscope. Le signal de commande de l'émission contrôle aussi le déclenchement du balayage horizontal de l'oscilloscope, mais à travers une porte qui le retarde de la durée de trajet des ondes du transducteur à l'hydrophone supérieur. Quelle que soit la distance transducteur-piquet, le phénomène peut donc être observé avec une durée de balayage d'une milliseconde environ. On photographie le cadran de l'oscilloscope; le temps de propagation des ondes de l'hydrophone supérieur à l'hydrophone inférieur est mesuré à l'aide d'un chronomètre électronique.

Pour cette mesure de la vitesse, on cherche à repérer deux points homologues des signaux arrivant à chacun des deux hydrophones. Trois possibilités s'offrent à nous : pointer la première arrivée, un creux ou un pic, un passage au zéro. Aucune dispersion n'a été observée entre les signaux reçus par chacun des deux hydrophones. Le pointé de la première arrivée ne s'impose donc pas. La meilleure lecture est faite sur le premier ou le second passage au zéro. Nous disposons sur l'oscilloscope d'un secteur surbrillant de longueur réglable. Nous plaçons le début et la fin de ce secteur surbrillant sur chacun des deux points homologues définis ci-dessus. La longueur de ce secteur surbrillant correspond à une fraction du balayage de l'oscilloscope dont la durée est mesurée par un compteur électronique. Pratiquement, d'une émission à l'autre, les signaux sont reproductibles. Les mouvements du transducteur dans l'eau entraînent des variations d'amplitude (dues à la forme du lobe d'émission) et des déplacements latéraux des ondes sur l'oscillographe. Le pointé à un passage au zéro n'est donc possible que lorsque la mer est calme. Le balancement du piquet, pendant en eau libre, a rendu plus délicate et parfois impossible la mesure de la vitesse

* Mais la mesure de l'atténuation paraît impossible à réaliser [rapport MOM/OL-066].

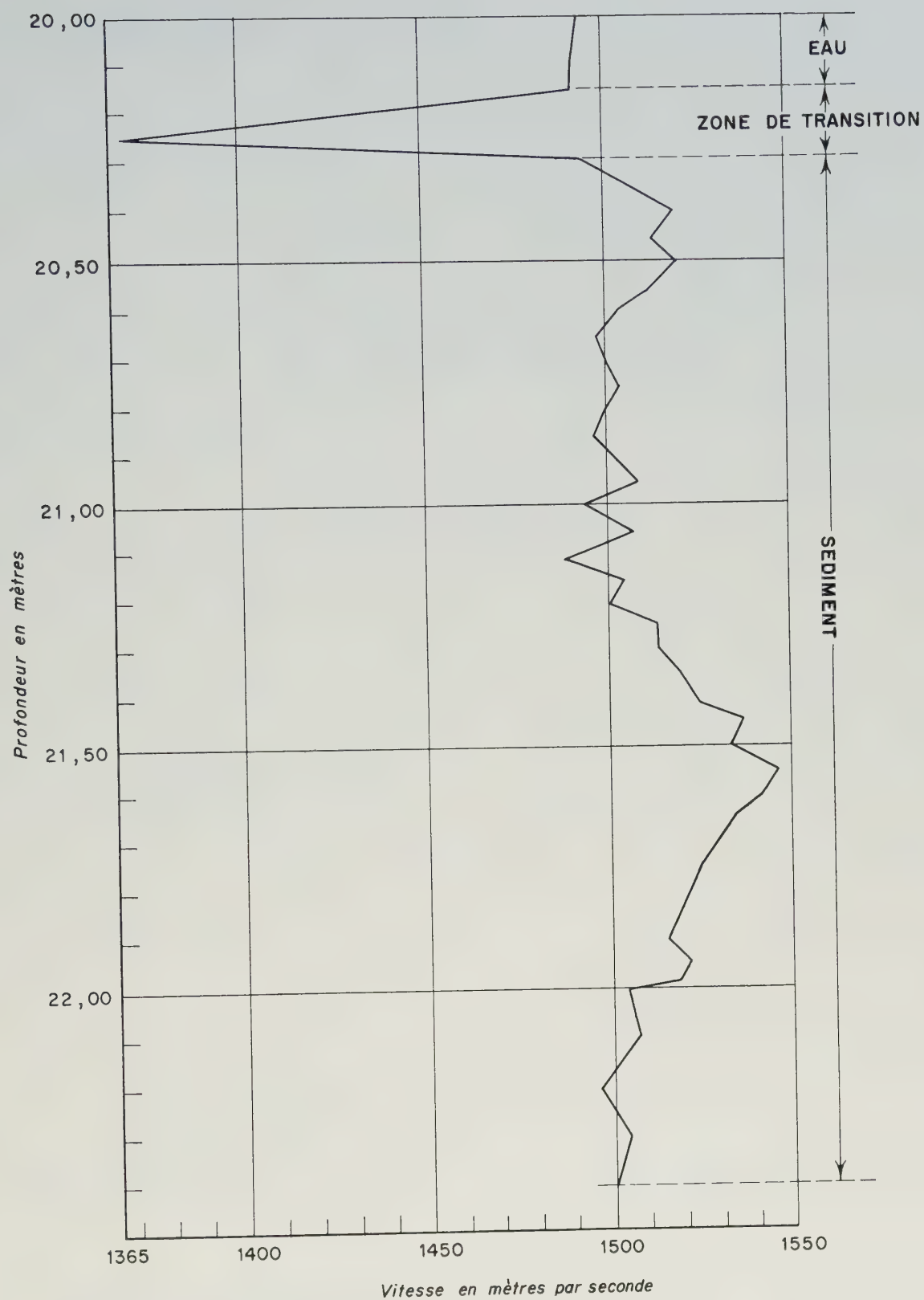


FIG. 32. — Diagraphie d'ULONSKA.

du son dans l'eau. Les mesures répertoriées sont affectées d'un indice (A pour les meilleures, E pour les pires).

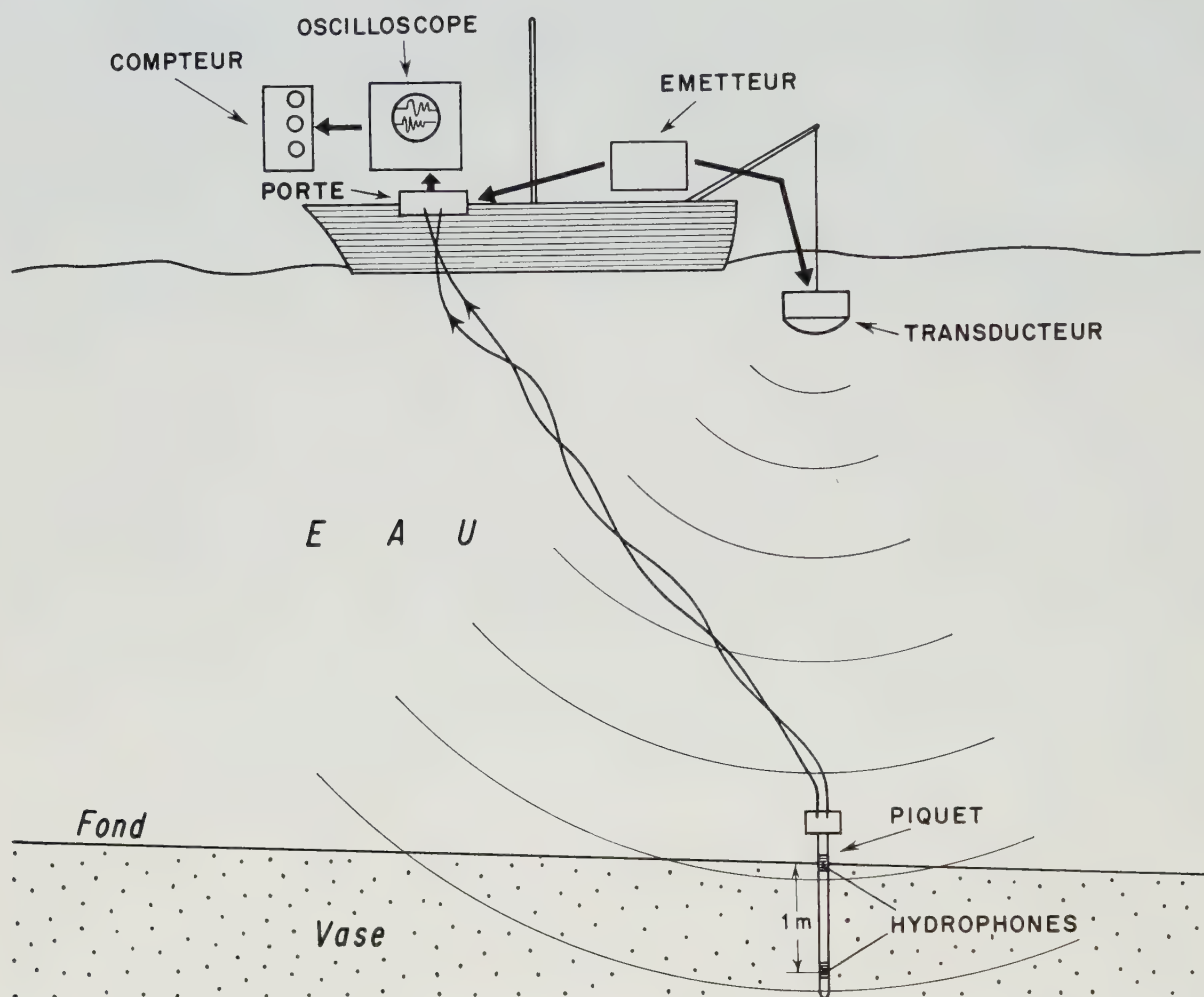


FIG. 33. — Schéma du piquet acoustique.

Remarque : Il se produit une transmission par le tube de l'hydrophone supérieur à l'hydrophone inférieur. L'onde est observée mais très faible. Elle atteint le deuxième hydrophone beaucoup plus tôt que l'onde transmise par le milieu extérieur et il n'y a pas de confusion possible.

c - Résultats des mesures au piquet acoustique

Ces mesures, présentées dans le tableau 1, sont données en temps de propagation d'un hydrophone à l'autre pour l'étalonnage effectué dans l'eau et pour la mesure dans le sédiment.

TABLEAU 1

<i>Station</i>	<i>Lieu</i>	<i>Temps mesuré dans l'eau (μs)</i>	<i>Temps mesuré dans la vase (μs)</i>
612	Thau	652 C	666 B - 668 C
613	Thau		660 A - 673 C
615	Villefranche-sur-Mer	650 A	669 B - 668 B
616	Villefranche-sur-Mer	659 C	653 D - 645 C
617	Saint-Tropez	654 A	660 B
618	Saint-Tropez	652 A	666 A - 665 C
619	Saint-Tropez	655 B	681 B - 674 B
621	Saint-Raphaël	676 D	675 D - 670 C
624	Saint-Raphaël	662 A	667 B - 670 B
625	Saint-Raphaël	662 D	672 C - 675 C
626	Saint-Raphaël	660 C	669 C - 668 C

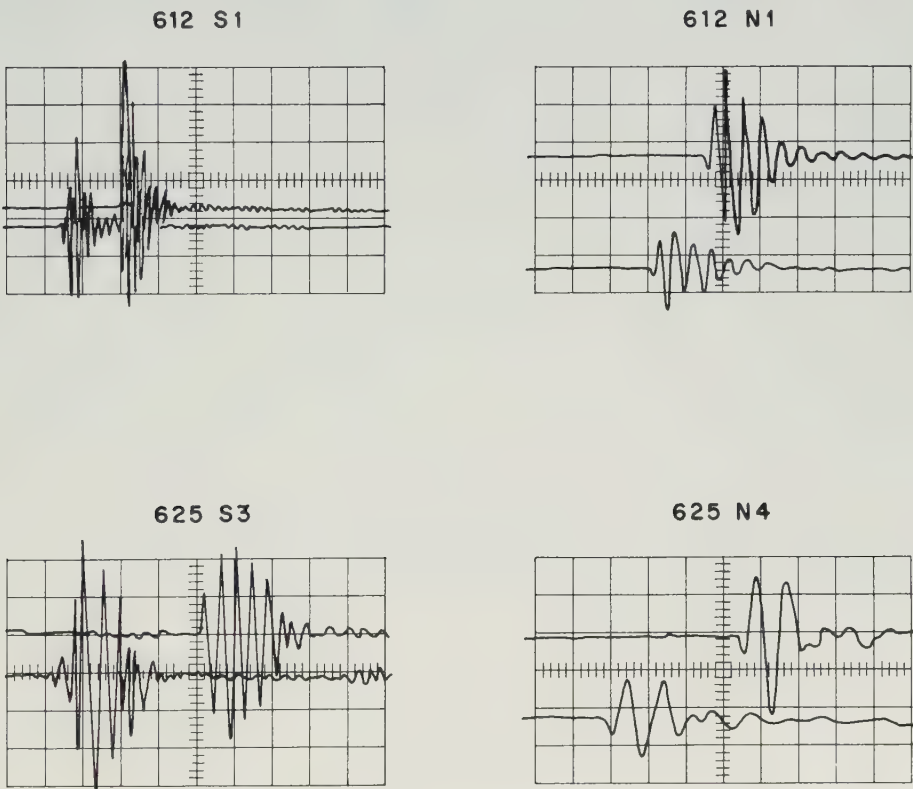


FIG. 34. — Exemple d'oscillogrammes.
N.B. — La trace inférieure est reliée à l'hydrophone supérieur.

Erreur : Dans le mode opératoire considéré, le piquet et les transducteurs ne sont pas mécaniquement liés. Il en résulte des déplacements réciproques qui nuisent à la précision de la lecture. L'erreur du pointé du secteur surbrillant est de l'ordre de $2 \mu s$, soit 6 p. mille. Mais du fait du balancement du transducteur, la mesure n'est pas exactement reproductible, d'où de nombreuses lectures. J'estime l'erreur moyenne sur la vitesse à 1 p. cent.

Valeurs de la vitesse : Les vitesses mesurées dans les vases du littoral méditerranéen sont, en général, inférieures de 0 à 3 p. cent aux vitesses mesurées dans l'eau. Les variations observées ne paraissent pas significatives lorsqu'on les compare aux résultats des analyses granulométriques et mécaniques effectuées sur les carottes prises simultanément. La littérature indique de nombreux résultats du même ordre de grandeur. Par rapport aux autres méthodes de mesure de vitesse *in situ*, l'avantage du piquet acoustique réside en une mesure de la vitesse *verticale*, effectuée aux *fréquences* utilisées en sondage de vase.

d - Méthode de Roberson

Bien que n'étant pas, à proprement parler, une méthode *in situ*, la méthode de ROBERSON [1964] doit être mentionnée. Travaillant sur les têtes de canyons du plateau continental américain en Atlantique, il remarque qu'à l'approche de l'affleurement sur la pente du canyon, les miroirs jusqu'alors horizontaux, s'incurvent vers le bas lorsque l'épaisseur du terrain susjacent diminue (fig. 35). Ceci s'observe aussi sur la première coupe réalisée à Planier [LEENHARDT, 1961]. Il attribue cette courbure à une durée de propagation plus grande pour un même trajet. Le retard serait dû à l'augmentation de la distance parcourue dans l'eau, donc à une vitesse plus lente que dans le sous-sol. Cette interprétation est séduisante, mais il est nécessaire de s'assurer que le miroir considéré est bien horizontal dans l'espace et non seulement sur le profil étudié. Ceci ne m'a pas paru être le cas à Planier. Il faut alors introduire des corrections nombreuses, du type de celles que j'ai calculées dans ma thèse de troisième cycle. Le résultat devient sujet à caution et je n'ai pas poussé plus loin dans cette voie.

Quels que soient leurs divers intérêts, les mesures de la vitesse des sédiments meubles ne permettent pas d'établir une loi de vitesse dans le tréfonds marin, loi nécessaire à l'établissement des coupes profondeurs. Deux méthodes peuvent être employées : la réfraction et la réflexion oblique (ΔT).

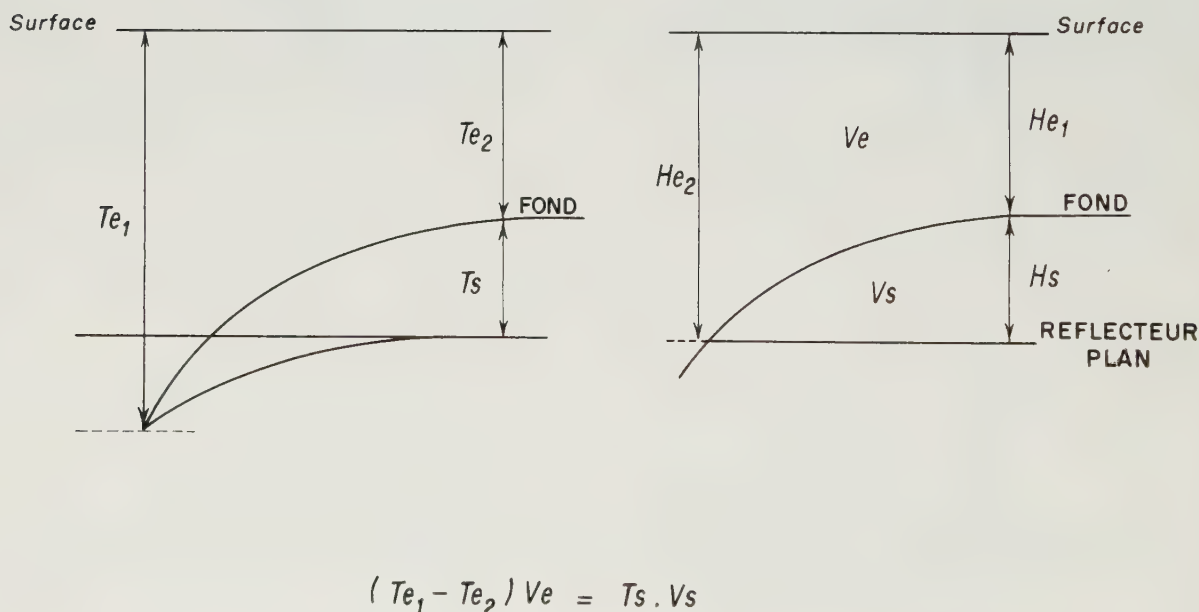


FIG. 35. — Calcul de la vitesse selon ROBERSON.
A droite, la réalité en grandeur; à gauche, l'enregistrement en temps.

C - LA RÉFRACTION

1. En sondage sismique continu

En réfraction, plus le nombre de points alignés déterminant une hodochrone est grand, plus celle-ci a de chances de correspondre à une couche réellement existante. Dans les opérations classiques de réfraction, on cherche à multiplier le nombre des tirs et celui des stations réceptrices. Les sources de sondage sismique continu sont donc idéales pourvu qu'elles soient assez puissantes*.

a - Expérience personnelle

Mon expérience personnelle ne porte que sur des niveaux superficiels.

Au cours d'un essai effectué par 13 m d'eau devant l'aéroport de Nice-Côte d'Azur [rapport MOM/OL-023], j'ai enregistré des arrivées réfractées probables, mais sous forme d'arrivées secondes. La dispersion des mesures était grande et la valeur de 1 820 m/s, pour les vases et limons consolidés, dont on sait depuis qu'ils forment le fond de ce petit plateau [rapport MOM/OL-070], est très sujette à caution quoique vraisemblable.

En cherchant sans succès à pénétrer la « Jalle » de Loire, devant Saint-Nazaire [rapport MOM/OL-054], j'ai mesuré la vitesse du rocher (fig. 36), 5 000 m/s environ. Grâce au courant de marée, le mode

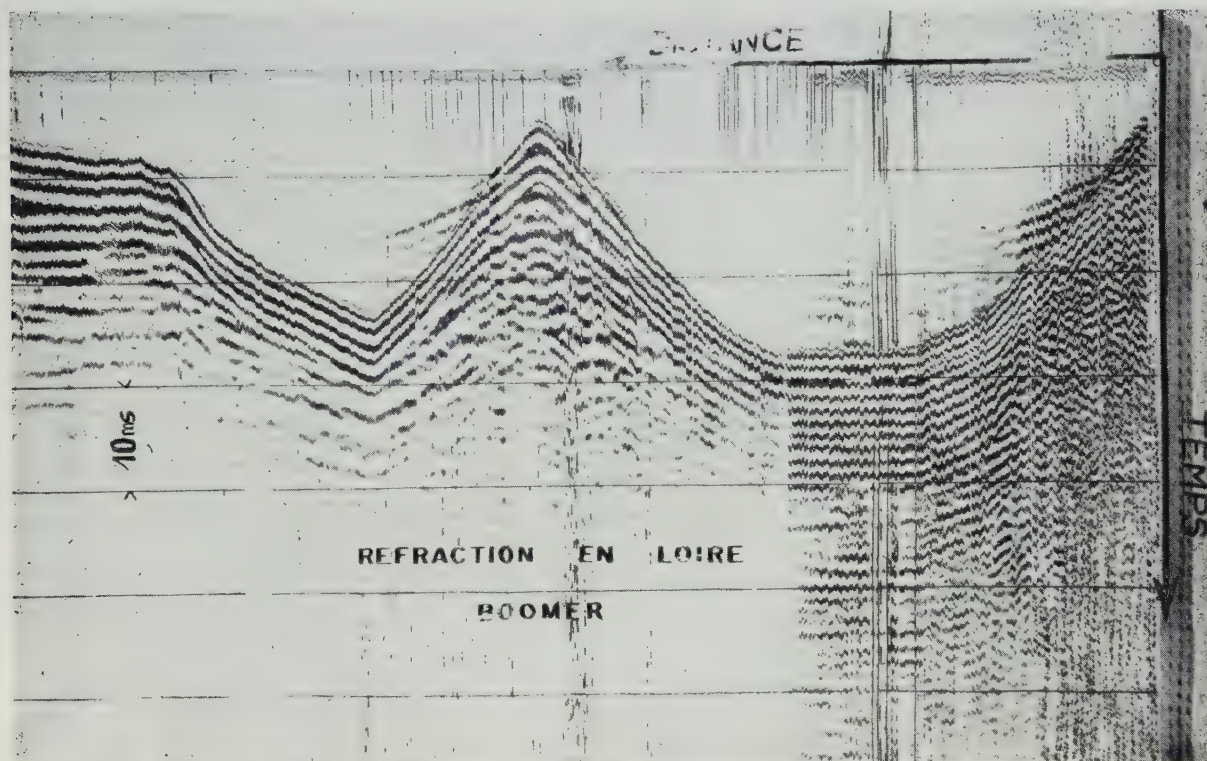


FIG. 36. — Ondes réfractées en sondage sismique continu.

Le gain est régulièrement augmenté de la gauche à la droite de la figure; par deux fois, l'hydrophone est largué et rapproché du bateau. En retournant la figure, on retrouve le graphe classique en réfraction.

* Différents exemples sont donnés par HOSKINS et KNOTT [1961], LE PICHON, EWING et HOUTZ [1968], MCGUINNESS, BECKMANN et OFFICER [1962], MARIES et BECKMANN [1961] et d'autres.

opératoire est tout à fait simple; le bateau est embossé, *boomer* débordé, et l'on laisse filer l'hydrophone puis on le rapproche lentement du navire autant de fois que l'on veut. Grâce à la faible profondeur de la couche cherchée, les câbles d'hydrophone courants sont ici de longueur suffisante.

b - Méthode de Morgan

MORGAN [1967] indique une méthode de calcul permettant d'établir la loi de vitesse cherchée en conjuguant des profils réflexion et réfraction en sondage sismique continu. En particulier, il peut mettre ainsi en évidence la vitesse et l'épaisseur d'une couche invisible en réfraction parce que sa vitesse n'est pas supérieure à celle de la couche immédiatement susjacente.

2. A l'explosif

Dans l'étude de la structure profonde des fonds marins, c'est surtout l'explosif qui a, jusqu'ici, été utilisé. Les résultats sont-ils à la hauteur des espérances?

Voyons quelques exemples :

a - Banc des Blauquières

DUCROT [1967] conclut une étude par réfraction du banc des Blauquières par ces phrases : « La partie sud du plateau qui constitue le banc des Blauquières est entièrement redevable à des formations paléozoïques et cristallines. Sous une faible couche de sédiments meubles, actuels ou récents, une couverture métamorphique, que nous pouvons paralléliser avec les phyllades du cap Sicié, représente d'abord l'extension sous-marine vers l'ouest de ce matériel primaire. Elle repose sur un socle granitique dont notre étude a révélé la présence à une profondeur relativement peu importante, sous le banc des Blauquières... » Les résultats de DUCROT peuvent se dessiner approximativement comme l'indique la figure 37.

Voici une coupe enregistrée (fig. 38) lors de la campagne *Gibraltar II* (fig. 39). La complexité de cette zone est confirmée par d'autres enregistrements au *sparker* et au canon à air.

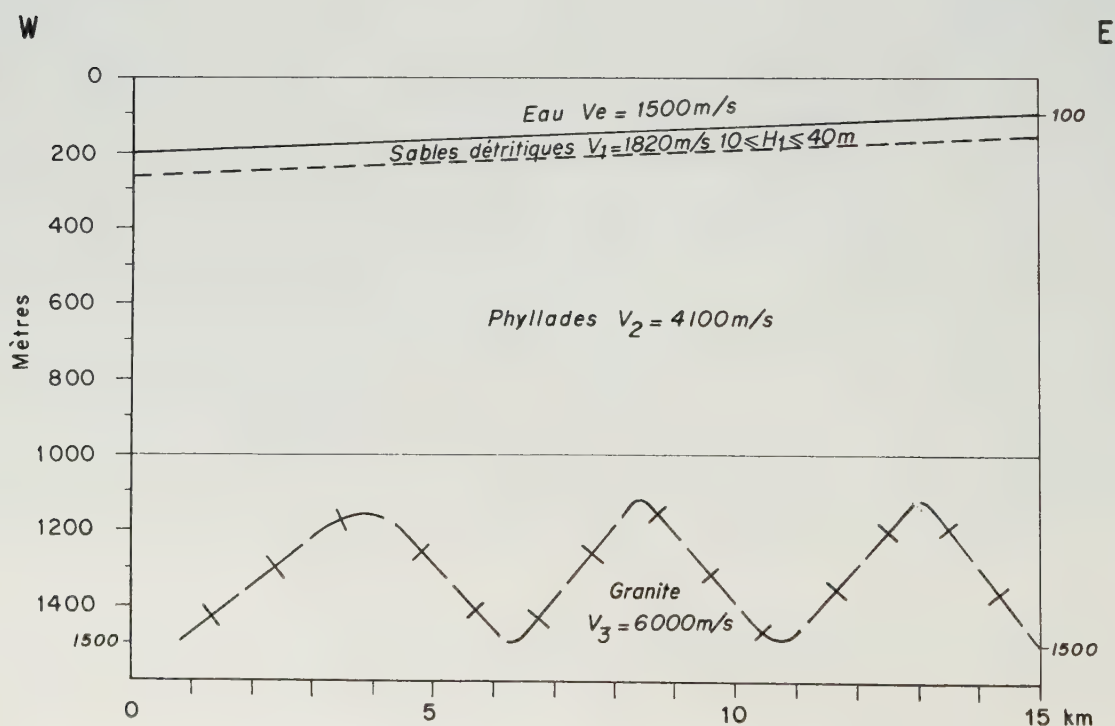


FIG. 37. — Coupe du banc des Blauquières [d'après DUCROT].

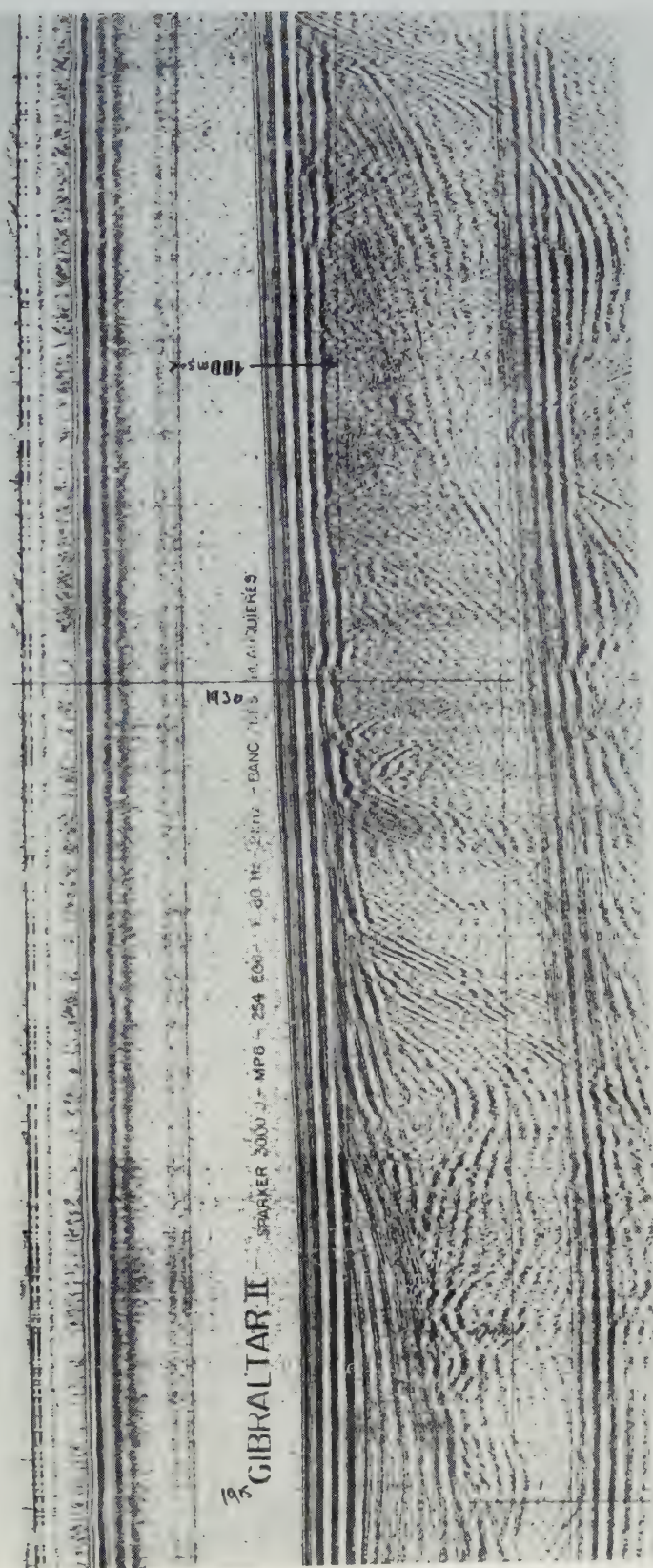


FIG. 38. — Coupe *sparker* sur le banc des Blauquières.
Tout à fait à droite, le socle métamorphique. En comptant les discordances, vers la gauche, on dénombre 8 phases tectoniques successives.
Coupe *sparker*; Charcot, septembre 1967.

DUCROT écrit prudemment : « Il est encore prématuré de tirer des conclusions définitives quant à la constitution et à la structure de l'ensemble précontinental au S de la Ciotat ». Il a raison : son profil semble tracé sur une aire relevée prolongeant le massif de Sicié; un bassin sédimentaire existe immédiatement au nord.

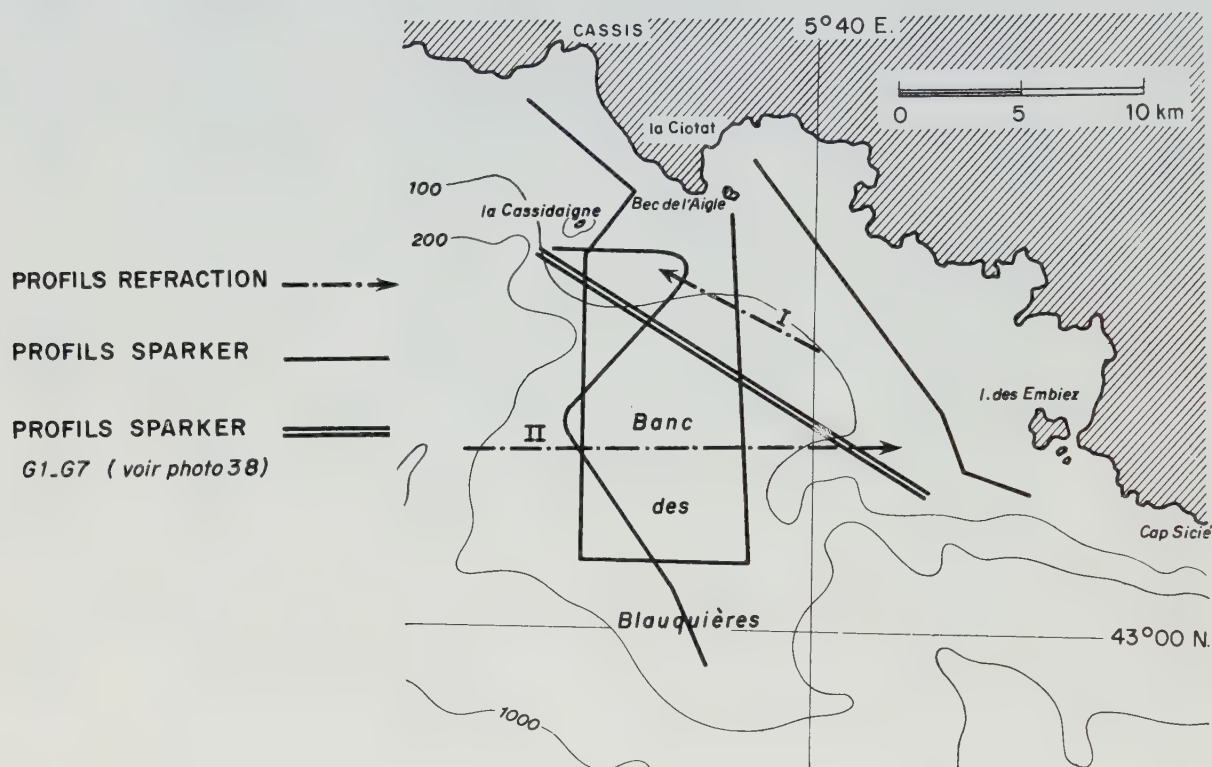


FIG. 39. — Plan de position des mesures sismiques sur le banc des Blauquières.

b - Banc du Méjean

MURAOUR, DUCROT et FRAPPA [1967] explorent par sismique réfraction le banc du Méjean. Ils déterminent une couche peu épaisse (100 m) de sédiments meubles ou semi-consolidés (2 300 m/s), surmontant une série de vitesse 4 000 m/s, épaisse de 2 800 m qui repose elle-même sur un matériel « volcanique » ($V = 6\,900$ m/s). Ils écrivent : « Le problème de l'âge et de la nature de l'assise consolidée de vitesse égale à 4 000 m/s du haut-fond de Méjean reste donc posé. Le seul fait certain que l'on puisse retenir est qu'il ne peut s'agir de roches cristallines semblables à celles de la région de St-Tropez ».

PAUTOT [1967] utilise le sondage sismique continu pour déterminer des points de carottage. Il place ceux-ci aux affleurements et la méthode s'avère féconde (fig. 40). Il observe l'irrégularité du *bed rock* sous une couverture de sédiments meubles qui peut atteindre 500 m. A un affleurement, il carotte ce *bed rock*, constitué de gneiss, comme l'avaient prévu GLANGEAUD, SCHLICH *et al.* [1965].

c - *Plaine abyssale méditerranéenne*

FAHLQUIST et HERSEY [1969] donnent les résultats des mesures par réfraction sans tenir compte de la présence des dômes de sel.

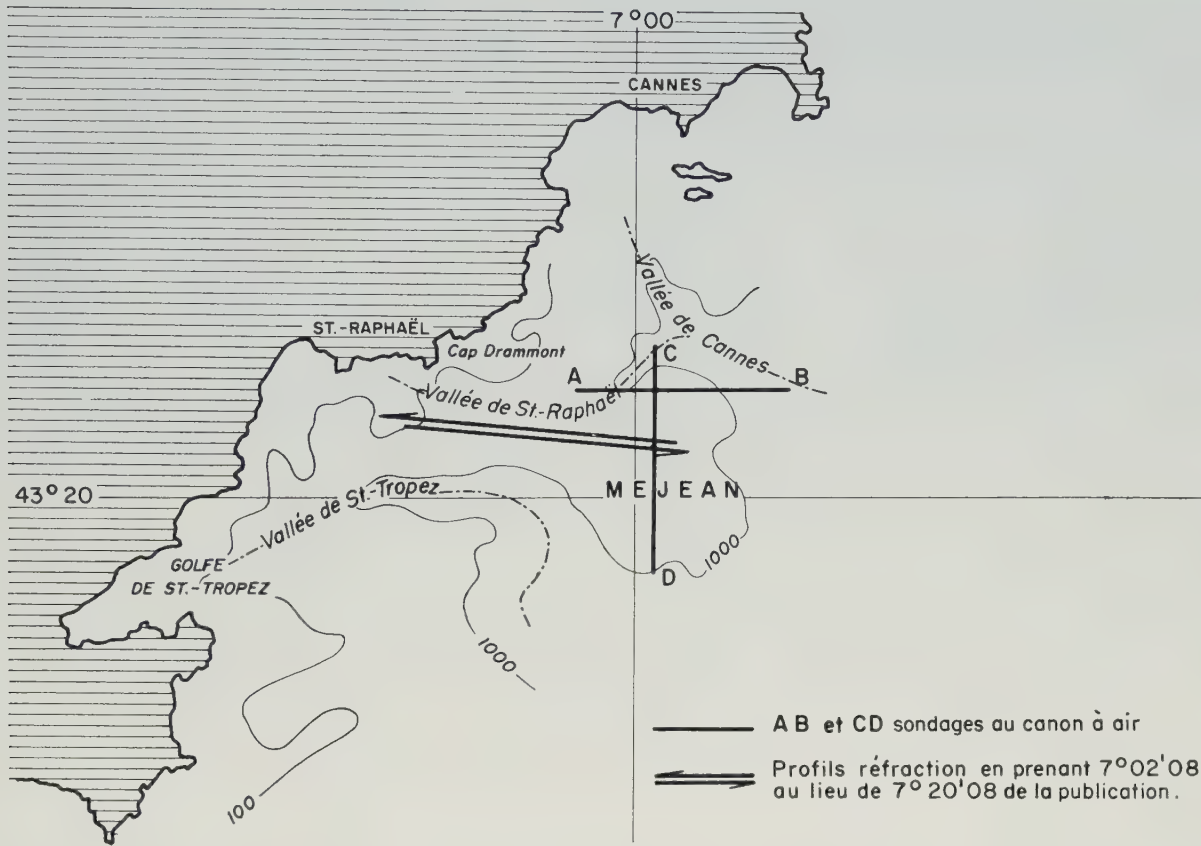


FIG. 40. — Plan de position des mesures sismiques sur le banc du Méjean.

Supposons un rayon réfracté se propageant horizontalement dans un milieu de vitesse V_t . Il parcourt la distance D_t dans le temps $\frac{D_t}{V_t}$.

Le milieu est interrompu par une lame à faces parallèles, perpendiculaire au trajet du rayon, d'épaisseur D_l et de vitesse V_l , la durée de trajet du rayon dans la lame est $T_l = \frac{D_l}{V_l}$.

Le temps du trajet d'un rayon dans ce milieu hétérogène suivant la longueur $D_t = D_a + D_l$, sera :

$$T_t = \frac{D_t}{V_t} = T_l + T_a = \frac{D_l}{V_l} + \frac{D_a}{V_a}.$$

La réfraction, connaissant D_t et T_t , mesure V_t . Assimilons — il s'agit évidemment d'une approximation — les dômes de sel à cette lame à faces parallèles. Le sondage sismique continu permet la mesure de leur longueur (D_l). La littérature nous indique que la vitesse du sel est environ $V_l = 5$ km/s. D_a se calcule immédiatement et nous trouvons la valeur de V_a (fig. 41).

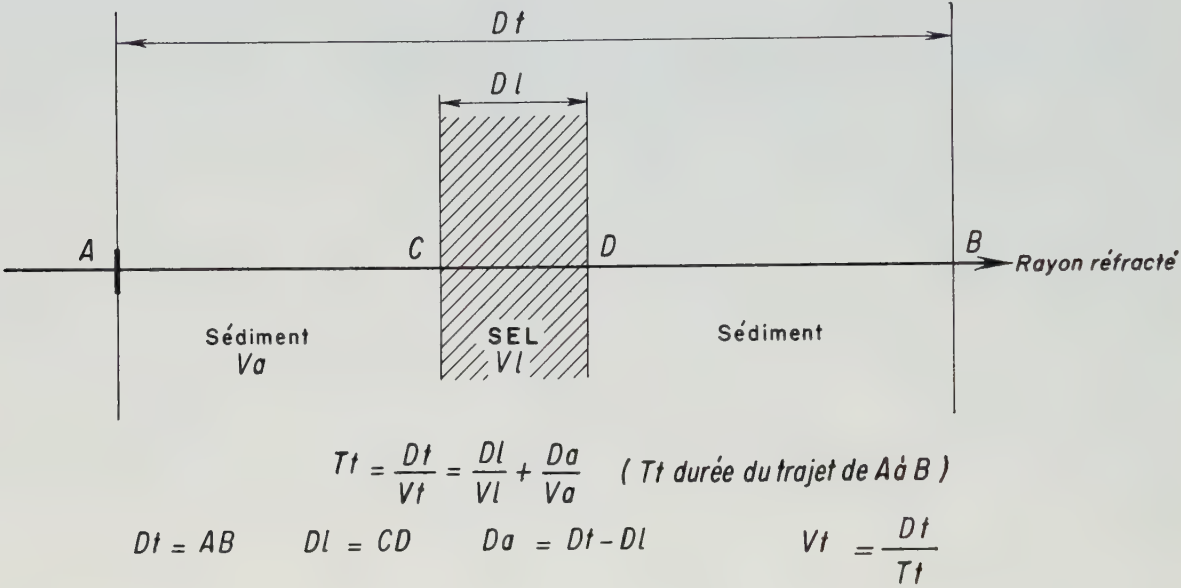


FIG. 41. — Calcul de la vitesse des sédiments encaissant un dôme de sel.

Par exemple, environ un tiers du profil 4 de FAHLQUIST et HERSEY [1969], suivi durant la campagne *Géomède I*, est formé de dômes de sel. Or, cet auteur donne :

TABEAU 2

Vitesse (en km/s)	Profondeur du toit (en km)	Épaisseur de la couche (en km)
1,5	0	2,6
2,4	2,6	0,8
3,4	3,4	0,6
4,2	4,0	4,5
5,9	8,5	2,9
8,0	11,5	

Il résulte du calcul précédent appliqué aux deux premières couches :

TABLEAU 3

<i>Vitesse totale</i> (en km/s)	<i>Vitesse sédiments</i> (en km/s)	<i>p. cent de sel</i>
2,4	1,9	33
3,4	2,9	33

On peut rapprocher ces valeurs de la coupe que le *Chain* a laissé en 1959 au Musée océanographique [LEENHARDT, 1962 *b*] : les deux premières vitesses sont 2,0 et 2,8 km/s. Ce profil a été sondé au *sparker*. Pour des raisons techniques (flûte dégonflée), la bande est mauvaise (fig. 42), mais suffisante pour montrer seulement deux anticlinaux. On peut donc admettre que la vitesse dans les sédiments encaissant les dômes de sel est bien 1,9 à 2,0 km/s dans le premier niveau et de 2,8 à 2,9 km/s dans le second niveau*.

Donc les résultats de la réfraction ne sont pas définitifs en ce qui concerne les sédiments profonds. Une interprétation complète ne peut se faire qu'après analyse des sondages sismiques continus.

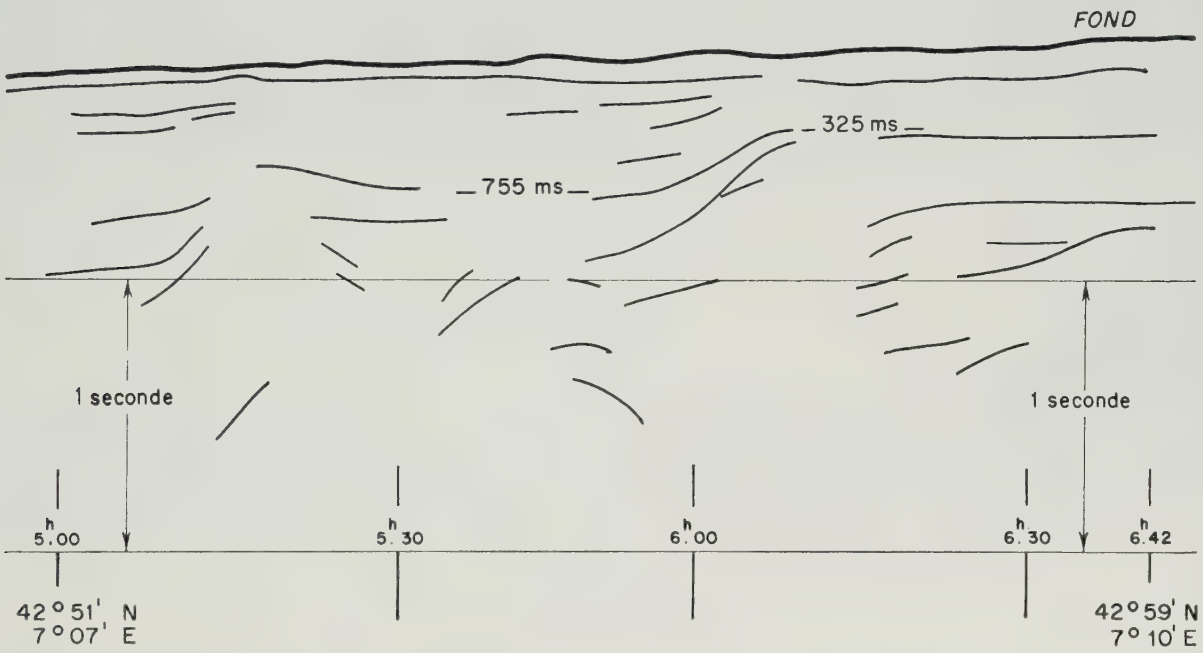


FIG. 42. — Copie d'une bande *sparker* (*Calypso*, septembre 1966) correspondant au profil réfraction de LEENHARDT [1962 *b*].

* Ajoutons que le toit de la seconde couche est le réflecteur **G** et le toit de la troisième, le réflecteur **H** (voir ci-après chapitre VI).

D - LA RÉFLEXION OBLIQUE

Nous avons appelé ΔT la variation de la durée du trajet oblique d'un rayon réfléchi de l'émetteur au récepteur lorsque l'on déplace le récepteur (ou émetteur) d'une distance petite. Examinons d'abord quelques travaux portant sur des niveaux superficiels.

1. Niveaux superficiels

a - Expériences du Chain

Durant la croisière 19 du *Chain* en 1961, HERSEY appliquait cette méthode dans la plaine abyssale proche de Madère. L'émetteur était un *sparker* et le récepteur un hydrophone monté sur une bouée radio. J'ai exploité [rapport MOM/OL-002] ses résultats par la méthode directe mais sans disposer des enregistrements originaux (il se proposait de calculer à la machine des modèles et de confronter les résultats du calcul à la réalité des enregistrements). J'ai trouvé que le fond devait être formé d'une couche de 350 m d'épaisseur, d'une vitesse proche de 2 000 m/s et noté que cette vitesse paraissait forte, comparée aux résultats de la littérature [LEENHARDT, 1957]. L'erreur du calcul m'a paru supérieure à 10 p. cent.

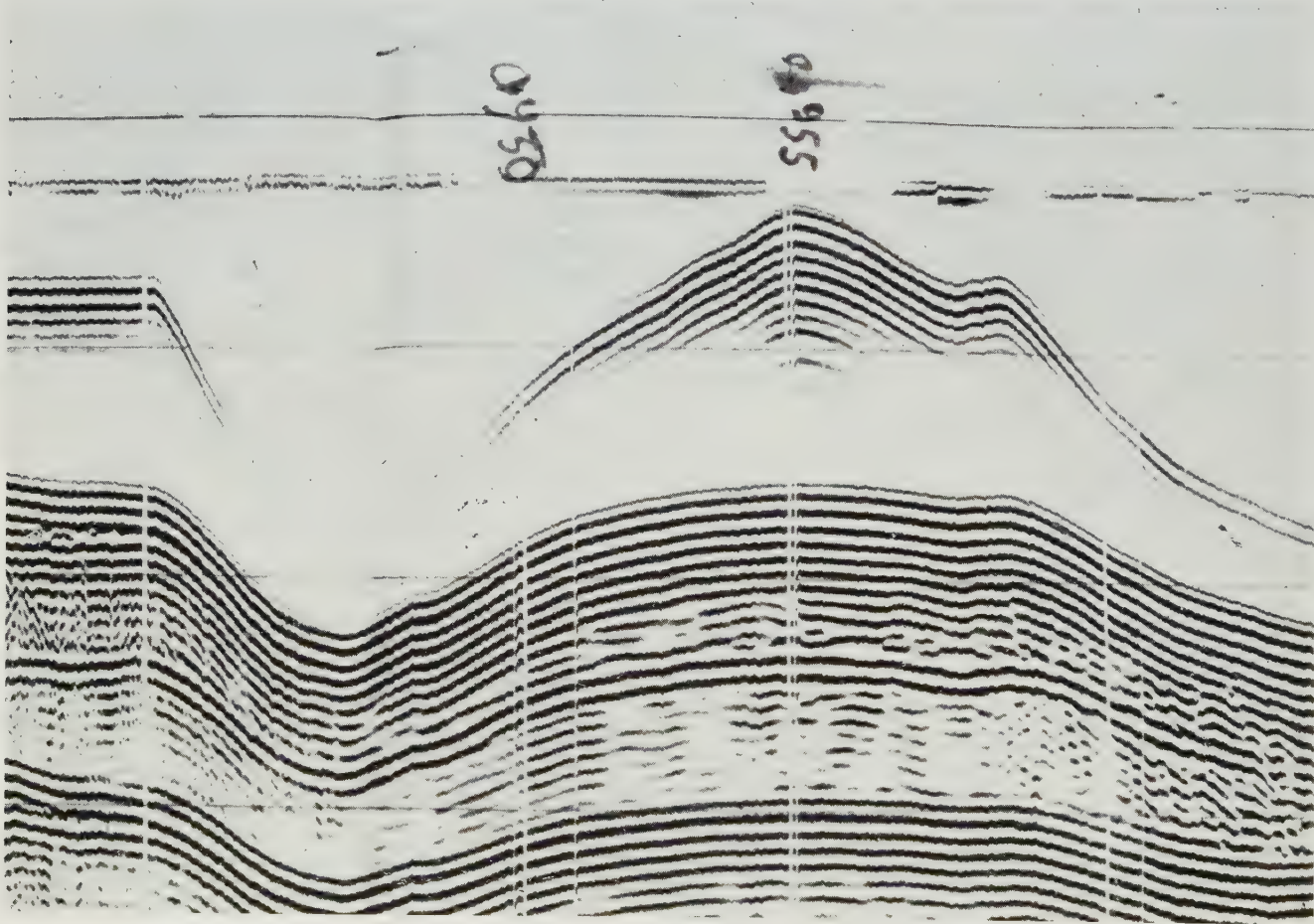


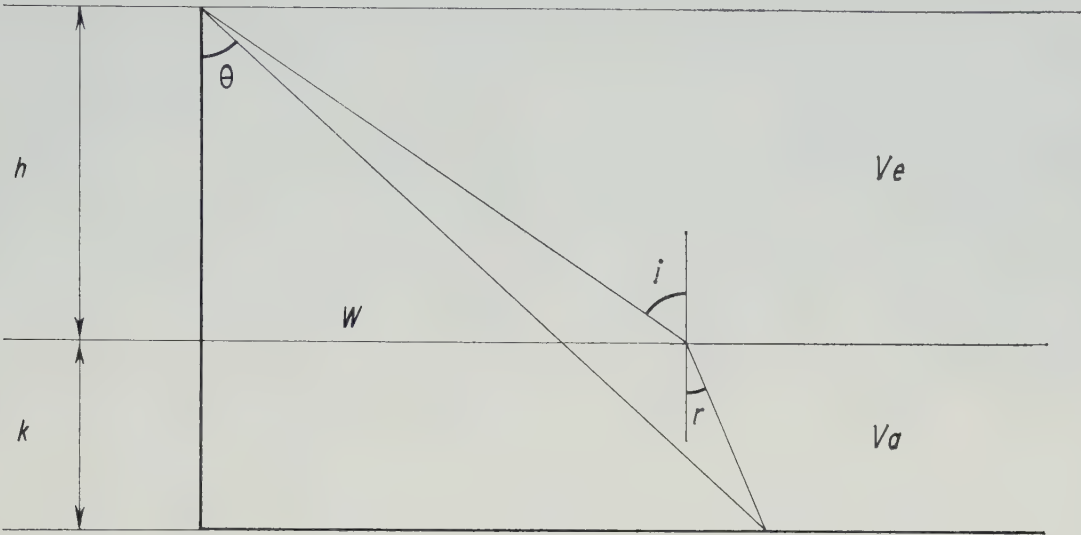
FIG. 43. — Réflexion oblique.

Le zéro est compté au sommet de la double ligne supérieure (départ). D est compté à l'arrivée à l'hydrophone. T est compté à l'arrivée au fond. R est compté à l'arrivée à la réflexion sur le tréfonds, marqué par deux phases nettes. Intervalle entre les lignes d'échelles 40 ms. *Boomer* 1 000 J. Hydrophone MP-4. Nantua, décembre 1964.

b - Mesures à Nantua

En 1964, étudiant le lac de Nantua [rapport MOM/OL-050] pour l'Institut national de la recherche agronomique, j'ai repris cette méthode à une échelle plus réduite [rapport MOM/OL-055].

Le récepteur est déplacé par rapport à l'émetteur (*boomer* 1 000 J). L'enregistrement (fig. 43) comporte le trajet direct *D* du son dans l'eau, le trajet réfléchi *T* du son dans l'eau, le trajet réfracté et réfléchi *R* jusqu'à un miroir sous le fond. Ces trajets sont mesurés en temps sur l'enregistrement (fig. 44).



La durée du trajet moyen est $\frac{h + k}{W}$
La durée du trajet réel est $\frac{h}{V_e} + \frac{k}{V_a}$

FIG. 44. — Schéma pour le calcul de l'approximation en réflexion oblique.

Hypothèses

- 1. Les ondes traversent des milieux homogènes et isotropes. Ces milieux sont constitués soit par la couche d'eau, soit par la couche de sédiment, soit par la couche eau-sédiment.
 - 2. Les surfaces sont horizontales.
- L'hypothèse 2 dépend du choix du lieu de la mesure. L'hypothèse 1 suppose que la durée de trajet rectiligne jusqu'au point de réflexion à la base du sédiment est peu différente de la durée du trajet réfracté réel.
- θ est l'angle d'incidence du trajet rectiligne, i et r les angles incident et réfracté du trajet réel, V_e et V_a les vitesses dans l'eau et dans le sédiment, W la vitesse moyenne dans le milieu « homogène », h et k les épaisseurs d'eau et de sédiment; calculons la différence des durées de trajet (fig. 45) :

$$d = \frac{h + k}{W \cos \theta} - \frac{h}{V_e \cos i} - \frac{k}{V_a \cos r}$$

A la verticale :

$$\frac{h + k}{W} = \frac{h}{V_e} + \frac{k}{V_a}$$

$$d = \frac{1}{\cos \theta} \left[\frac{h}{V_e} \left(1 - \frac{\cos \theta}{\cos i} \right) + \frac{k}{V_a} \left(1 - \frac{\cos \theta}{\cos r} \right) \right]$$

avec $r - \eta = \theta = i + \varepsilon$, η et ε étant petits,
comme $(h + k) \operatorname{tg} \theta = h \operatorname{tg} i + k \operatorname{tg} r$

il vient :

$$h \varepsilon = k \eta$$

et

$$d = \frac{\operatorname{tg} \theta}{\cos \theta} \left(\frac{h \varepsilon}{V_e} - \frac{k \eta}{V_a} \right);$$

de même, à partir de

$$V_a \sin i = V_e \sin r,$$

on a :

$$(\varepsilon + \eta) \operatorname{tg} \theta = \frac{V_a - V_e}{V_e}.$$

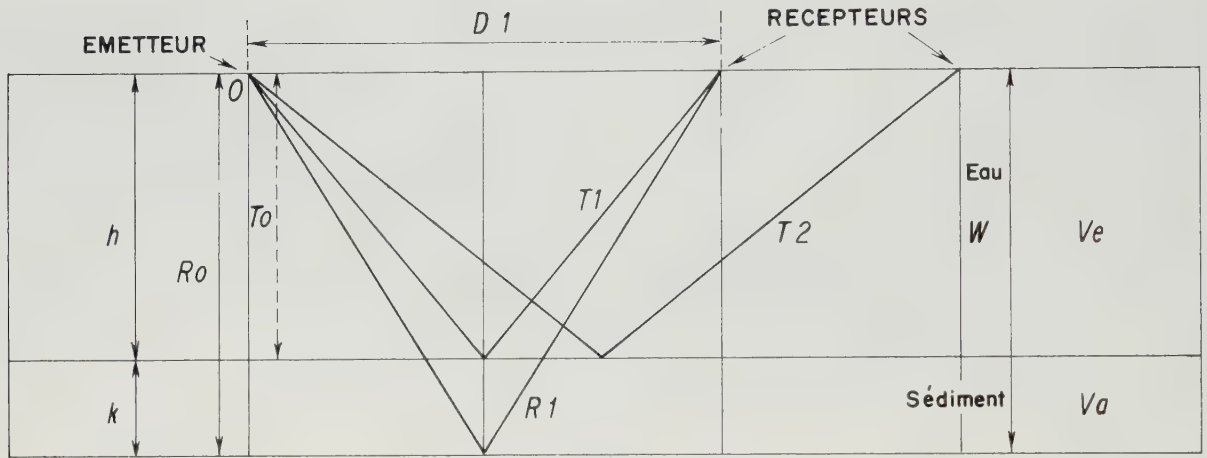


FIG. 45. — Schéma pour le calcul de la vitesse moyenne en réflexion oblique.

Si la différence entre les vitesses obtenues est petite (≤ 10 p. cent), d est du deuxième ordre et l'hypothèse 1 est valable.

Calcul. L'enregistrement permet de lire 20, 70 et 90 valeurs distinctes de D , T et R . Seule la troisième série contient assez de valeurs homogènes pour donner un résultat valable. On calcule la pente de la droite $T^2 = f(D^2)$ qui donne V_e puis celle de la droite $R^2 = f(D^2)$ qui donne W . Un ordinateur facilite l'application de la méthode des moindres carrés pour le calcul des pentes (α) et des ordonnées à l'origine (i).

Il vient :

$$T \begin{cases} \alpha = 0,938 \\ i = 3\,060 \end{cases}$$

$$W \begin{cases} \alpha = 0,996 \\ i = 7\,640 \end{cases}$$

la pente de la droite correspondant à l'eau est égale à l'unité par définition, donc la vitesse moyenne est 0,942. Ainsi résulte-t-il que l'épaisseur de la couche de sédiment est :

$$H = R_o W - T_o = 27,0 \text{ m}$$

et la vitesse vraie dans le sédiment :

$$\frac{V_a}{V_e} = \frac{H}{R_o - T_o} = 0,84$$

ce qui justifie les hypothèses.

Le fond du lac de Nantua est composé d'une importante couche de vase à faible vitesse. Il semble qu'il faille y voir l'effet de la présence de gaz dans les carottes. Ceci peut expliquer l'absence complète de pénétration au sondeur de vase 12 kHz. Notons que BROUARDEL et SERRUYA [1968] soulignent le caractère atypique à tous points de vue du lac de Nantua.

2. Avec grande pénétration

a - La méthode de Lamont

Les expériences d'HERSEY n'ont pas, à ma connaissance, été poursuivies à *Woods Hole*. A Lamont, LE PICHON, EWING et HOUTZ [1968] ont repris l'idée*. Ils profitent de la puissance de leur canon à air et de bouées bon marché perdues après qu'elles ont transmis les signaux. La mesure peut donc être faite sans perturber en rien la marche du navire. Les distances d'enregistrement utiles sont de 25 km au moins. Elles correspondent donc à des ΔT dépassant 4 s et plus de 500 valeurs peuvent servir au calcul des vitesses. De nombreuses précautions sont, évidemment, à prendre en particulier pour corriger les éventuels pendages des réflecteurs. Dans de telles conditions, la précision des résultats peut être excellente. L'indice $\frac{\sigma}{V}$ qui ressort de la publication de HOUTZ, EWING et LE PICHON [1968] est compris entre 1 et 30 p. cent et, en moyenne, inférieur à 6 p. cent.

b - La méthode pétrolière

Le même principe est appliqué récemment par la Compagnie générale de géophysique (C.G.G.) [GAROTTA & MICHON, 1967; MICHON & MERLAND, 1968] et l'Institut français du pétrole (I.F.P.) [CHOLET, DAMOTTE *et al.*, 1968; DAMOTTE & HÉMON, 1968]. Ici les ΔT sont obtenus grâce à de très longues flûtes (jusqu'à 3 000 m) derrière un navire portant le flexotir. Pour corriger, comme en sismique terrestre, la courbure des réflexions (*normal move out*), il faut connaître la vitesse moyenne de la surface à la réflexion donnée. On procède ici de la manière inverse : on applique systématiquement à tout l'enregistrement différentes vitesses moyennes (par paliers de 100 m/s par exemple) et l'on regarde pour quelle vitesse quelle réflexion est en phase, complètement corrigée de sa courbure; on en déduit la loi de vitesse. Du fait d'un nombre un peu inférieur de données, la méthode est moins précise. De plus, les programmes actuellement utilisés ne semblent pas tenir compte des pendages et, dans les zones accidentées, on ne connaît que les variations relatives de la vitesse avec la profondeur. On peut actuellement mesurer la vitesse à 100 m/s près. Pour la méthode pétrolière, le calcul de la loi de vitesse apparaît comme un sous-produit de l'ensemble de traitement actuellement appliqué aux enregistrements.

Ces deux méthodes nouvelles sont pleines de promesses et permettront de lever bien des ambiguïtés sur la structure de la Méditerranée lorsqu'elles y seront utilisées.

E - NÉCESSITÉ DES FORAGES

Au cours d'une conférence prononcée à l'Institut océanographique, traitant de la dérive des continents, P. TERMIER [1924] a pu dire : « Pour améliorer la théorie de Wegener et la rendre durable, pour en écarter les grosses invraisemblances dont j'ai parlé, on peut faire confiance aux géophysiciens. Ils imagineront, à coup d'hypothèses nouvelles, d'autres détails de « la machine », comme disait Pascal, détails qui ne seront peut-être pas plus vrais que les premiers détails et qui, en tout cas, ne seront pas plus vérifiables ».

P. TERMIER a sûrement prononcé cette phrase avec humour. Par-delà cet humour, il reste qu'il faut recouper les différents résultats géophysiques pour en vérifier l'interprétation géologique. Nous savons

* Que CLAY et RONA [1965], URICK, KELLY et STRIPLING [1965] ont aussi utilisée.

assez que, dans les cas les plus simples, le carottage ou le dragage apportent parfois des démentis majeurs aux hypothèses proposées au vu du sondage sismique continu. A terre ne découvre-t-on pas, au hasard des forages même, des charriages ignorés?

Un développement harmonieux de la géologie sous-marine nécessite aujourd'hui, impérativement, la diffusion des moyens de forage les plus modernes et leur perfectionnement.

TROISIÈME PARTIE

L'INTERPRÉTATION

Une fois enregistrés et analysés, les sondages sismiques continus doivent être interprétés en termes géologiques.

L'instrumentation, dans son état actuel, conduit à distinguer trois niveaux d'études : le sondage de vase, à l'appareillage léger, aux buts sédimentologiques et à l'interprétation certaine; le sondage sismique continu sur le plateau continental, dont l'appareillage devient classique, dont le but est souvent appliqué et dont l'interprétation peut être précise; l'étude des plaines abyssales, qui met en œuvre un appareillage constamment renouvelé et qui cherche à utiliser, pour atteindre à la connaissance de l'histoire du globe, toutes les possibilités de l'arsenal géophysique, sans qu'il soit encore possible de vérifier *de visu*.

Plutôt que d'énoncer des principes, je préfère illustrer le processus de l'interprétation par deux exemples qui en décrivent les divers aspects. D'autres descriptions abondent dans la littérature.

CHAPITRE V

LE PLATEAU CONTINENTAL AU SUD DE MARSEILLE

A - LES ÉTUDES SUPERFICIELLES

Début 1963, l'étude de l'étang de Thau est reprise en combinant les méthodes sédimentologiques classiques et le sondage de vase. Cet étang se singularise par l'existence de cadoules, bombements de 3 à 6 mètres de haut sur un fond de 9 mètres. La littérature indique que ces cadoules sont des amas de coquilles ou encore des buttes de vase. Le *mud penetrator* met en évidence deux catégories de cadoules : les unes sans tréfonds, sont des amas de coquilles; les autres, couvertes de vase, montrent un « tréfonds » qui est formé de coquilles. L'usage du *boomer* de résolution complète la connaissance du tréfonds de l'étang; les cadoules sans tréfonds sont toutes situées sur les chenaux fossiles, prolongeant les rivières actuelles jusqu'en mer [CHASSEFIÈRE, 1968; CHASSEFIÈRE *et al.*, 1969].

Les carottages projetés pour l'étude sédimentologique, au lieu d'être répartis uniformément sur la surface de l'étang, peuvent être placés là où les couches réflectrices sont accessibles au carottier par suite de variations de l'épaisseur de leur couverture. Une faille, limitant l'extension méridionale du calcaire de Balaruc est, enfin, mise en évidence [cf. BERGERON, 1963; BERGERON *et al.*, 1963; LEENHARDT, 1964 *a*; VEYSSEYRE *et al.*, 1964].

Le carottage, possible avec les moyens actuels jusqu'à une dizaine de mètres sous le fond, permet l'identification directe des niveaux enregistrés en sondage de vase. A cette échelle, le sondage sismique continu guide et éclaire le géologue aussi complètement que possible et celui-ci interprète les échantillons et parvient à *la certitude**. Au-delà d'une dizaine de mètres sous le fond, il n'est plus guère possible de prélever des échantillons. Le sondage sismique continu ne conduit plus alors qu'à *des certitudes*.

* Le cas de l'étang de Thau est exemplaire. J'aurai pu citer l'étang de Berre [CHASSEFIÈRE *et al.*, 1969], la baie de Saint-Raphaël [BELLAICHE, 1965; BELLAICHE *et al.*, 1966], la rade de Villefranche-sur-Mer [LEENHARDT, 1964 *b*], le Léman [GLANGEAUD, LEENHARDT & SERRUYA, 1964], le littoral de Césarée [LEENHARDT, 1963 *b*; LINDER & LEENHARDT, 1964], les abords du port de Monaco (*résultats inédits*).

La zone de Planier est une bonne illustration des études faites sur le plateau continental. J'ai publié aussi l'exemple du plateau de Monaco [EDGERTON, GIERMANN & LEENHARDT, 1967] sans parler de travaux de portée plus réduite : étang de Berre [LEENHARDT & ROUX, 1967], cap Ferrat etc.

B - LA ZONE DE PLANIER

1. Généralités

La zone de Planier s'étend au sud des îles de Maire et de Riou. Elle est limitée à l'est par le canyon de la Cassidaigne, au sud par la pente continentale et au nord-ouest par l'île de Maire, le banc du Veyron, l'îlot de Planier et la prolongation vers le sud-ouest de cette direction. Cette zone constitue une unité sédimentologique particulière sur le littoral méditerranéen français : bien que située devant une côte rocheuse, sans débouché fluvial, elle présente une certaine accumulation de sédiments (fig. 46).

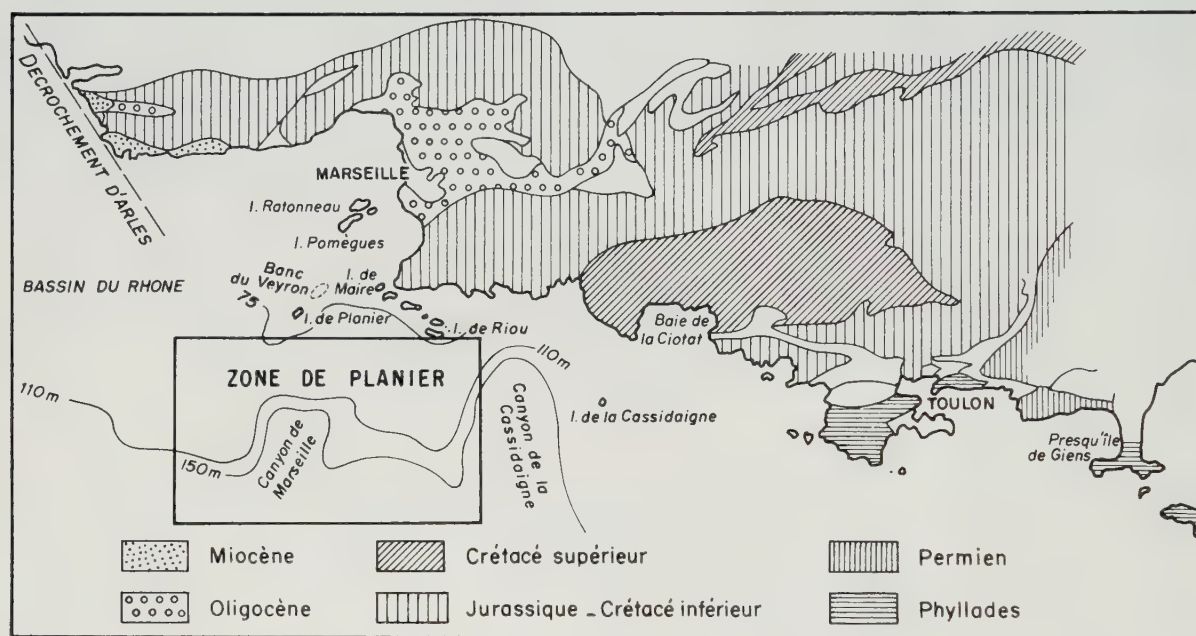


Fig. 46. — Situation de la zone de Planier. D'après l'esquisse géologique d'AUBOUIN et MENNESSIER.

La carte bathymétrique, dressée d'après les mesures sismiques, indique, du nord vers le sud, à partir du banc du Veyron, une pente forte correspondant aux escarpements rocheux, puis une pente plus douce (1,5 p. 100), enfin une pente très faible (3 p. 1 000), qui forme une surface assez irrégulière, occupant la majeure partie de la zone, avant la pente continentale. La rupture de pente se place entre 110 et 120 m de profondeur (fig. 47). En sondage sismique continu, la pente de 1,5 p. 100 correspond à un réflecteur puissant; plus au sud, ce réflecteur est recouvert par une accumulation croissante de sédiments. Au nord de la zone, l'on passe dans le bassin tertiaire de Marseille, à l'ouest dans le bassin du Rhône à travers le décrochement d'Arles, au sud et à l'est sur la pente continentale que notre méthode est encore malhabile à pénétrer. Plusieurs reconnaissances antérieures nous ont permis, depuis 1961, d'étalonner les performances de notre matériel [LEENHARDT, 1961; EDGERTON & LEENHARDT, 1963].

Les sondages de 1966 avaient pour but, d'une part, d'effectuer un lever systématique de la région; cet objectif n'a pas été entièrement atteint : quelques lignes perpendiculaires à la côte n'ont pu être effectuées, faute de temps (fig. 48); d'autre part, d'explorer, en disposant d'une forte puissance d'émission (facteur qui permettrait aussi d'accroître la vitesse du navire) les structures profondes aperçues au cours des travaux précédents. L'étude fine du recouvrement sédimentaire est *ipso facto* sacrifiée : il n'est pas possible d'obtenir à la fois puissance et résolution.

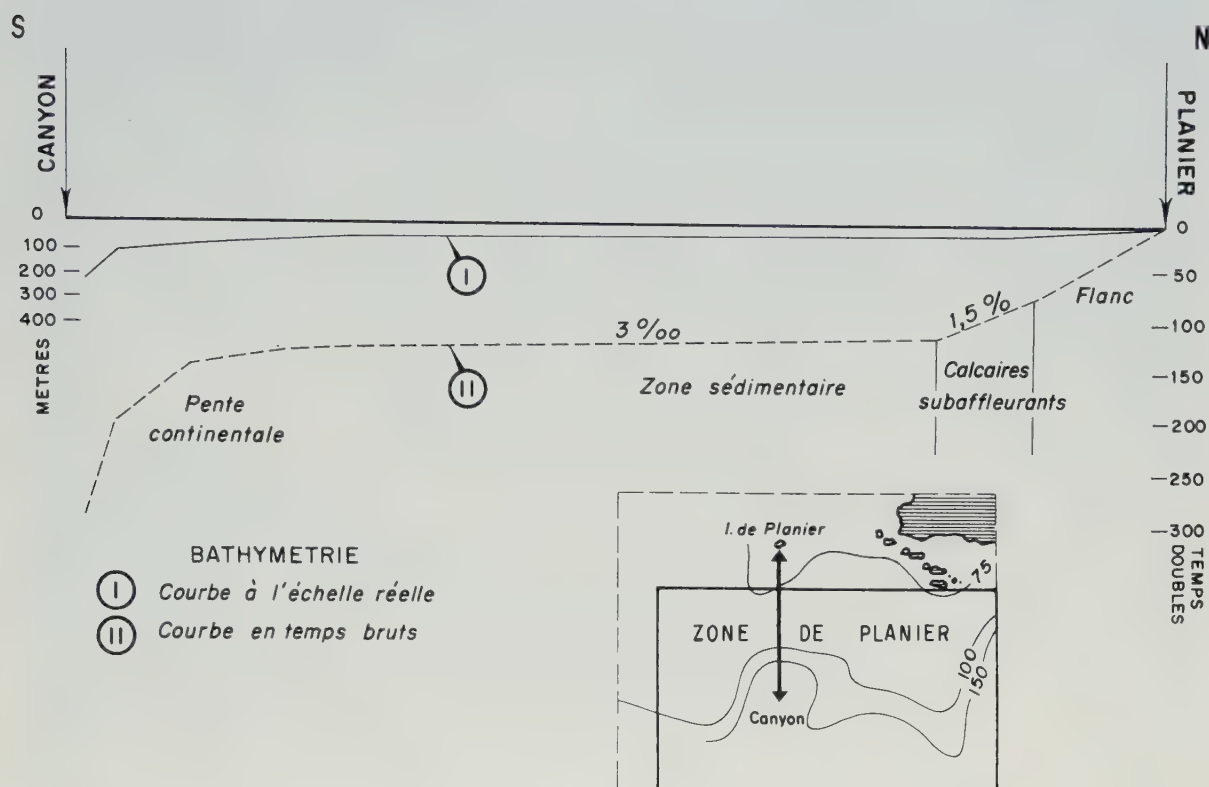


FIG. 47. — Coupe bathymétrique schématisée montrant, du nord au sud : le flanc de Planier; la surface calcaire sub-affleurante; la partie sédimentée du bassin; la pente continentale. La bathymétrie est celle de la carte BOURCART, publié par le Musée océanographique de Monaco.

L'appareillage utilisé est le suivant : un *sparker* E.G. & G. 3 000 J à 3 électrodes; un hydrophone MP-8 à 25 m derrière le navire; un enregistreur E.G. & G. 254, échelle : ~ 400 ms, lignes d'échelles : 40 ms; des filtres 80-800 Hz. Le programme est : émission 1/4 - réception 1; la vitesse de la *Calypso*, 6 à 6,5 nœuds. Plus de trois cents milles ont été parcourus par beau temps, avec un peu de houle résiduelle.

Sur 26 lignes, numérotées de A à Z, 5 seulement sont orientées N-S (V, W, X, Y, Z). Les lignes A et B ont été essayées au *boomer* 300 J. Des ennuis de déclenchement, la lente vitesse du bateau imposée par le *boomer* et l'évidente faiblesse des réflexions profondes, ont amené, dès avant la fin de la ligne B, à passer au *sparker* 3 000 J. Aucune modification n'a été apportée ensuite au dispositif. Les enregistrements sont nets mais n'ont pas la finesse de ceux qui auraient été obtenus avec un meilleur hydrophone (fig. 49). Un arrêt technique (vidange des moteurs) a interrompu la ligne H pendant 1 h 30.

Les points ont été faits au radar, chaque 15 mn et lors des virages. Les changements d'échelle qu'imposaient, dans le sud de l'étude, l'éloignement des amers rendent inutilisables quelques-unes des lignes (S, T, U) sur lesquelles il est impossible de faire coïncider les différents réflecteurs à l'emplacement

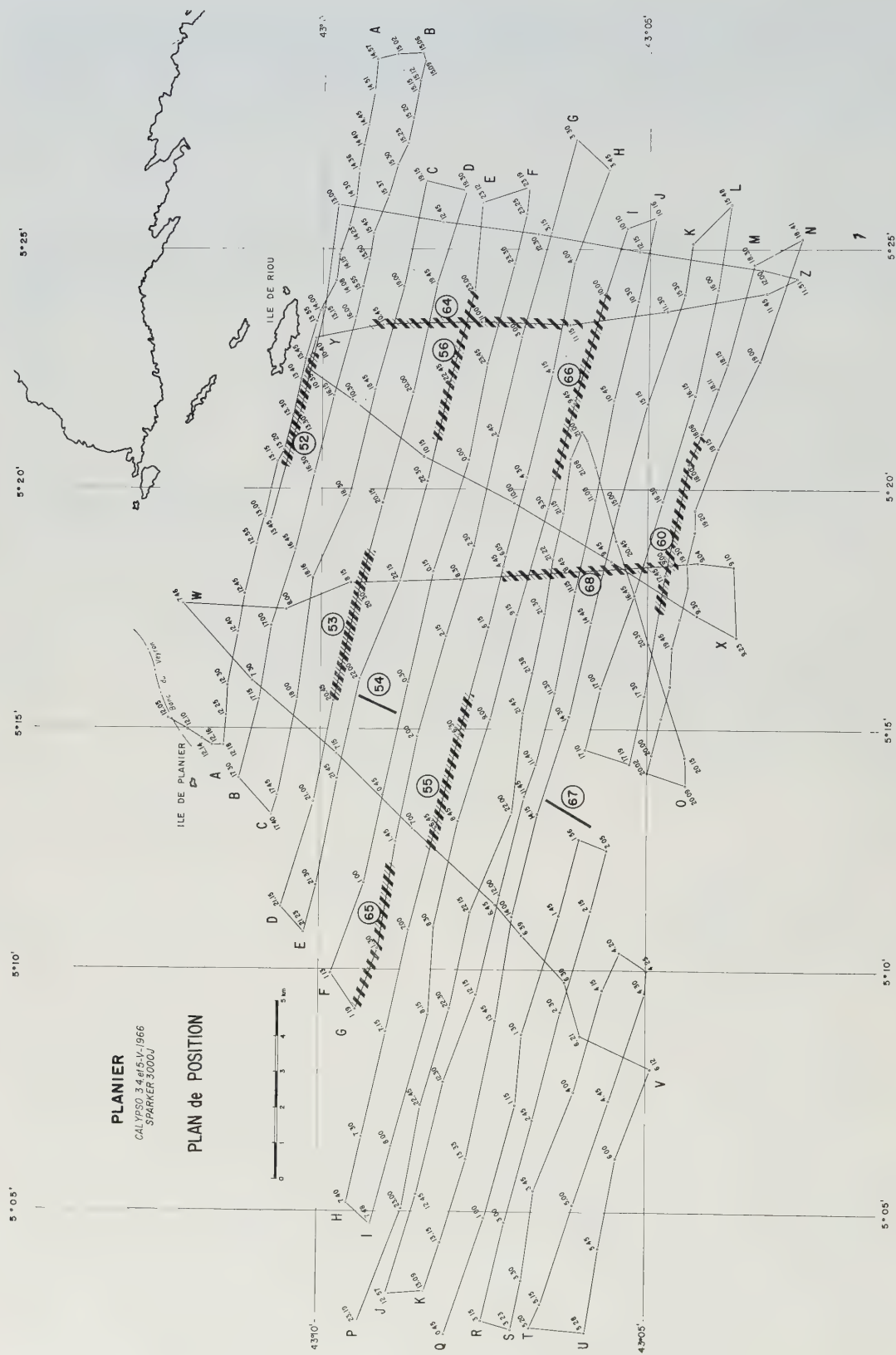


Fig. 48. — Plan de position d'après les relevés radar de la *Calypso*.

Les profils présentés en photographie sont marqués d'un trait épais ou hachuré. Chaque photographie (dont le numéro est porté sur la carte) est choisie pour illustrer un fait, mais en montre quelques autres aussi, de sorte que chaque affirmation est fondée sur plusieurs exemples présentés ici.

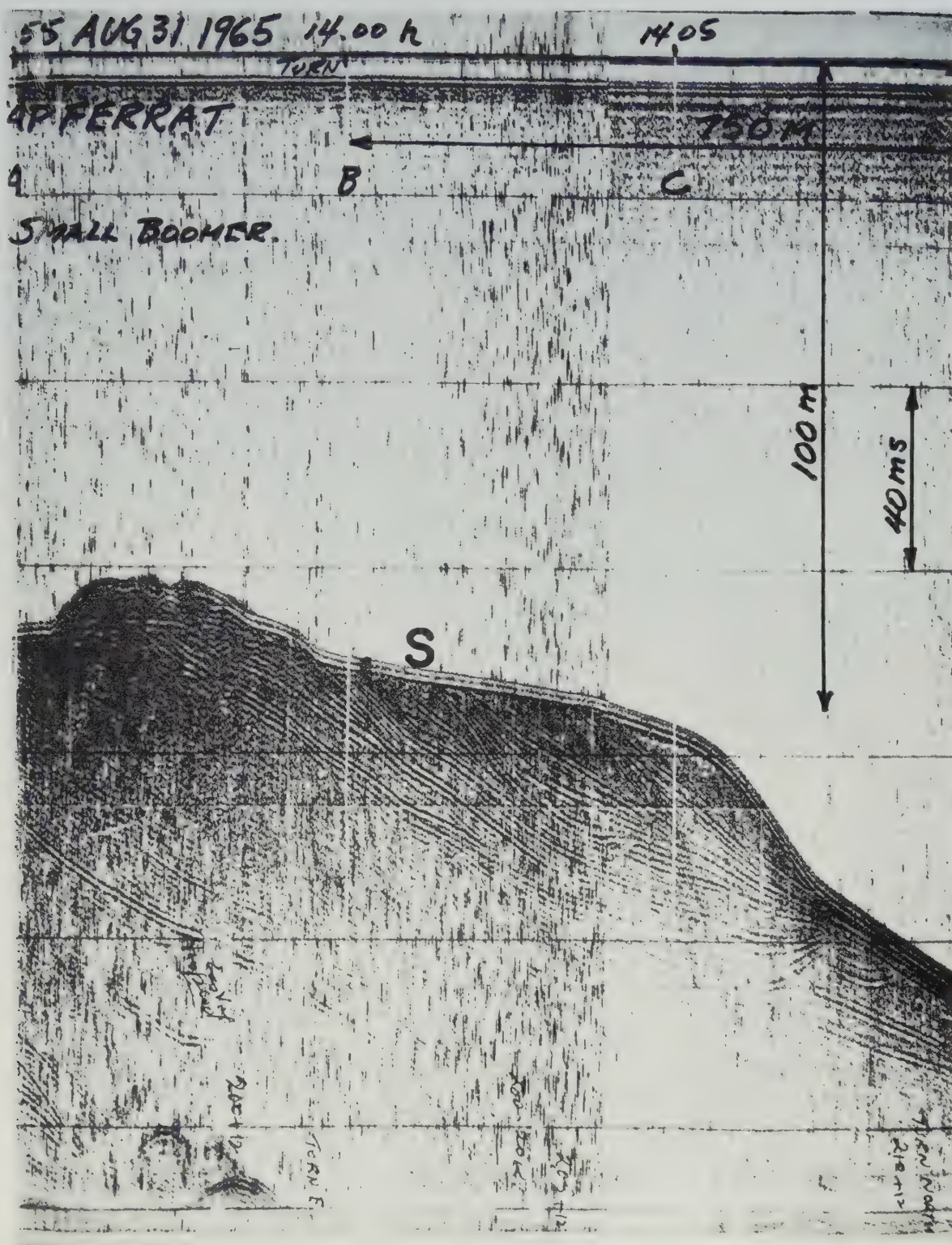


FIG. 49. — Coupe boomer 300 J et hydrophone Chesapeake « 8 ball ».

Le signal est réduit à 2 ms environ. Remarquons ici l'aspect de la *knee line* (sous le point C) dans la région niçoise.

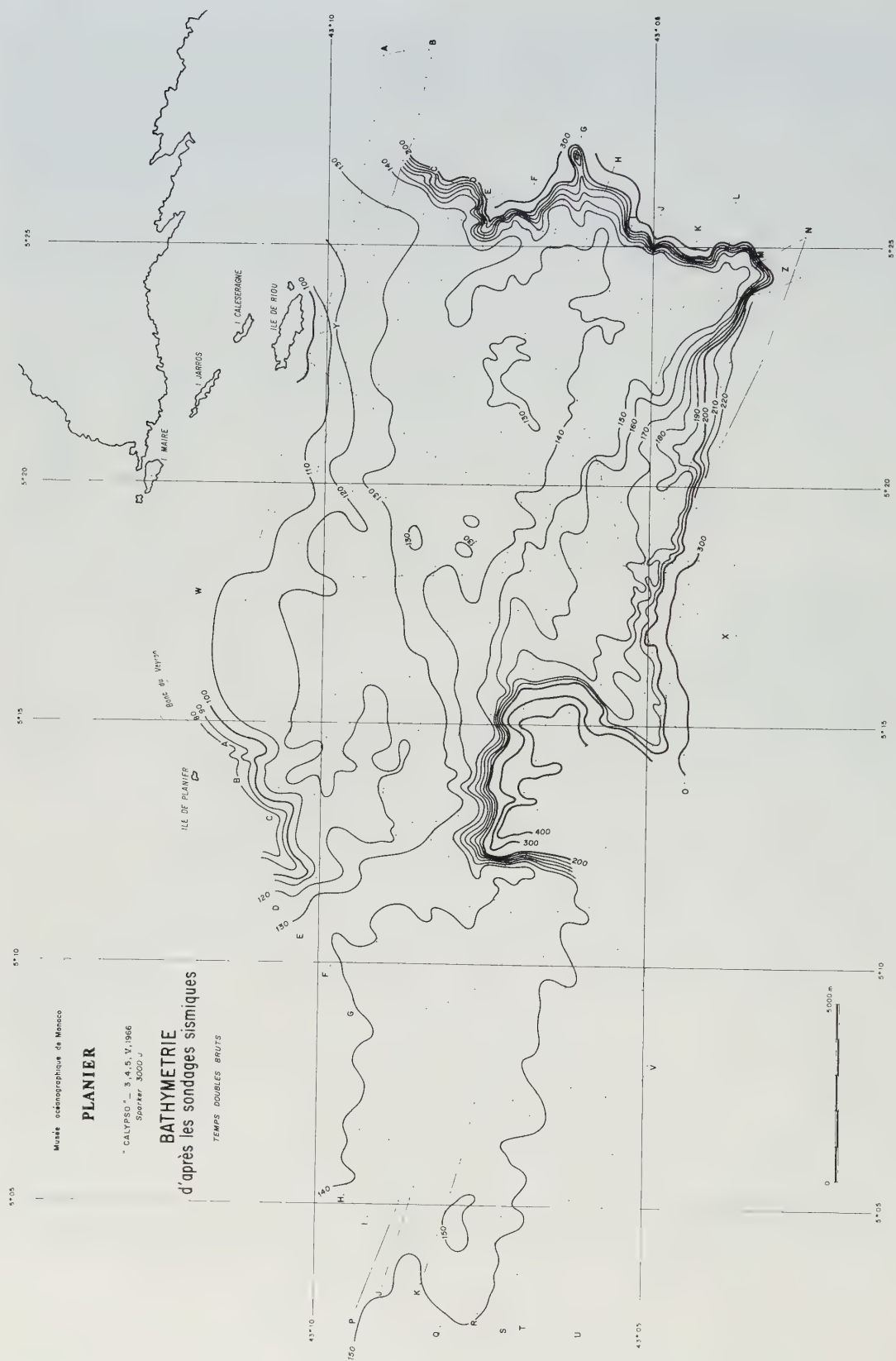


Fig. 50. — Carte bathymétrique en temps bruts. Cette présentation n'a d'autre ambition que de montrer l'allure du relief local.

des trois croisements : l'absence d'un quadrillage plus serré est, ici, particulièrement regrettable. En fait, le radar est un moyen de navigation commode mais insuffisamment précis pour des travaux détaillés (fig. 50).

La carte bathymétrique résultante donne une vue d'ensemble du relief meilleure que les cartes S.H. n° 2681 et n° 5318. Le trait le plus remarquable est l'avancée vers le sud-est d'un relief d'une vingtaine de mètres de hauteur, qui se poursuit jusqu'à la pente continentale. Notons aussi des irrégularités topographiques mineures et inexplicées : elles ne sont dues qu'aux dépôts superficiels.

2. L'étude sismique

Les documents analysés ci-dessous sont tous présentés en temps bruts. Aucune correction d'obliquité des rayons n'est effectuée, introduisant ainsi une erreur par excès variable selon les profondeurs mais toujours faible (< 5 ms) (fig. 51).

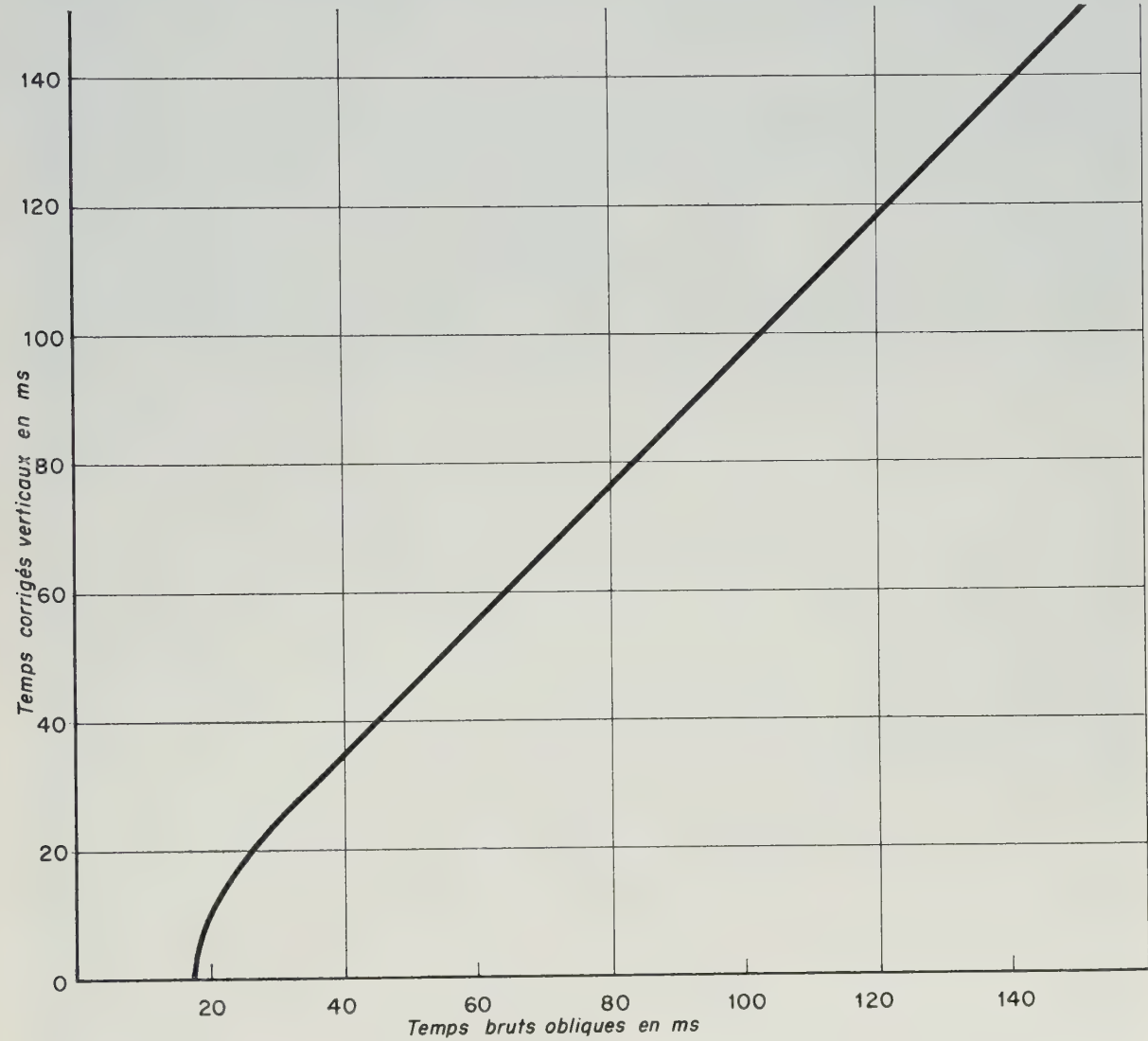


FIG. 51. — Courbe de la correspondance des temps bruts obliques aux temps corrigés verticaux. A partir de 100 ms la correction est négligeable (1,5 p. 100). Lire le temps brut en abscisses et le temps corrigé à l'ordonnée correspondante de la courbe.

a - Analyse du caractère

Le caractère type est donné par la réflexion sur le fond, sur la pente de 1,5 p. 100 qui constitue le meilleur miroir simple (fig. 52). Ce caractère se retrouve généralement bien sur le réflecteur **C**, le mieux marqué, où les deux dernières phases sont les plus visibles. La première phase est pointée. Au-dessus du réflecteur **C**, le réflecteur **B** peut être pointé; il est beaucoup moins net. Voici sa description : peu profond sous le fond; phases peu marquées; nombreuses interférences de haute fréquence; pouvoir réflecteur faible (fig. 53).

Un enregistrement, plus fin, réalisé en 1965 avec un *boomer* de précision, montre qu'au-dessus et au-dessous d'un réflecteur **B**, il existe plusieurs réflecteurs discontinus et souvent inclinés dans la masse du recouvrement (fig. 54). Le tracé de l'horizon **B** est donc sujet à caution. Chaque fois qu'il y a eu incertitude, nous avons choisi un « fantôme » régulier (fig. 55).

Sous le réflecteur **C** apparaissent des réflexions nettes, au pendage fort. Ce sont les réflecteurs **D**. Ils ne montrent pratiquement pas de caractère. L'interprétation de ces réflecteurs sera uniquement qualitative : elle fera apparaître des « provinces » de types différents et elle permettra d'estimer la tectonique du *bed rock* (fig. 56).

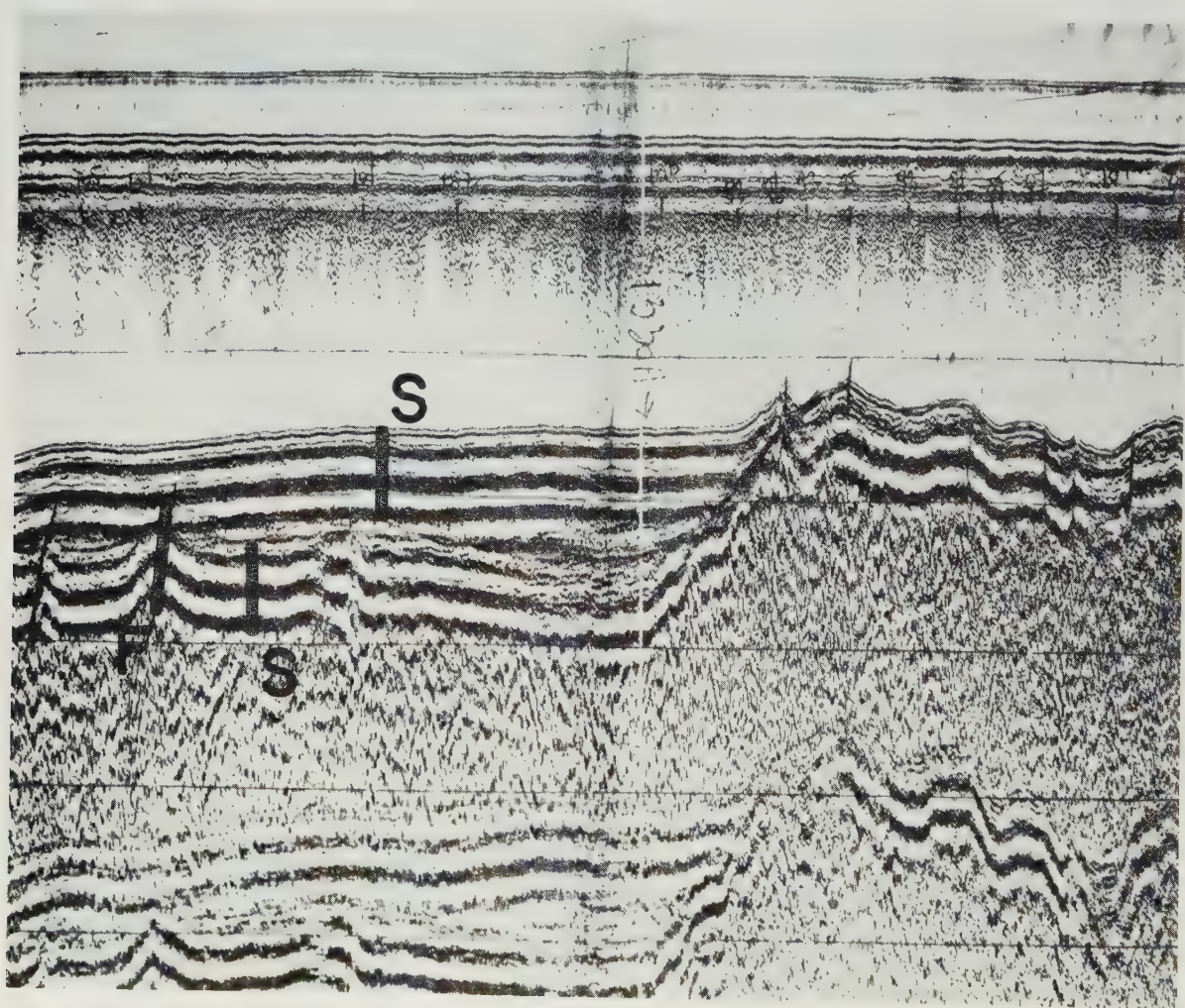


FIG. 52. — Coupe ligne Z.

Remarquez le réflecteur **C** typique et les diffractions dans les réflecteurs **D** (**S** indique la largeur du signal).

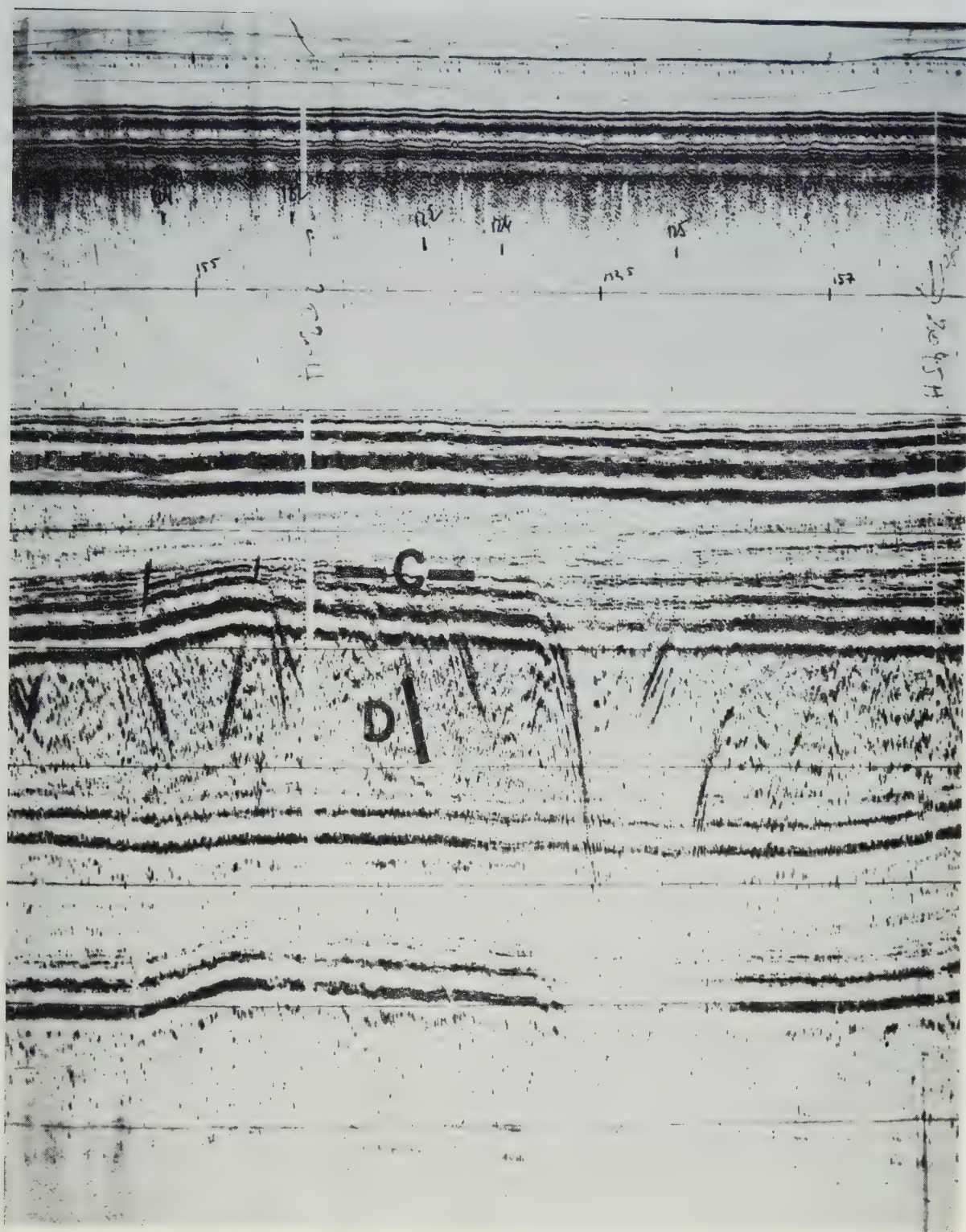


FIG. 53. — Coupe ligne *D*.

Voir, sous le fond, le réflecteur *B*, faible, surmontant le réflecteur *C* qui coupe de forts pendages des réflecteurs *D*.

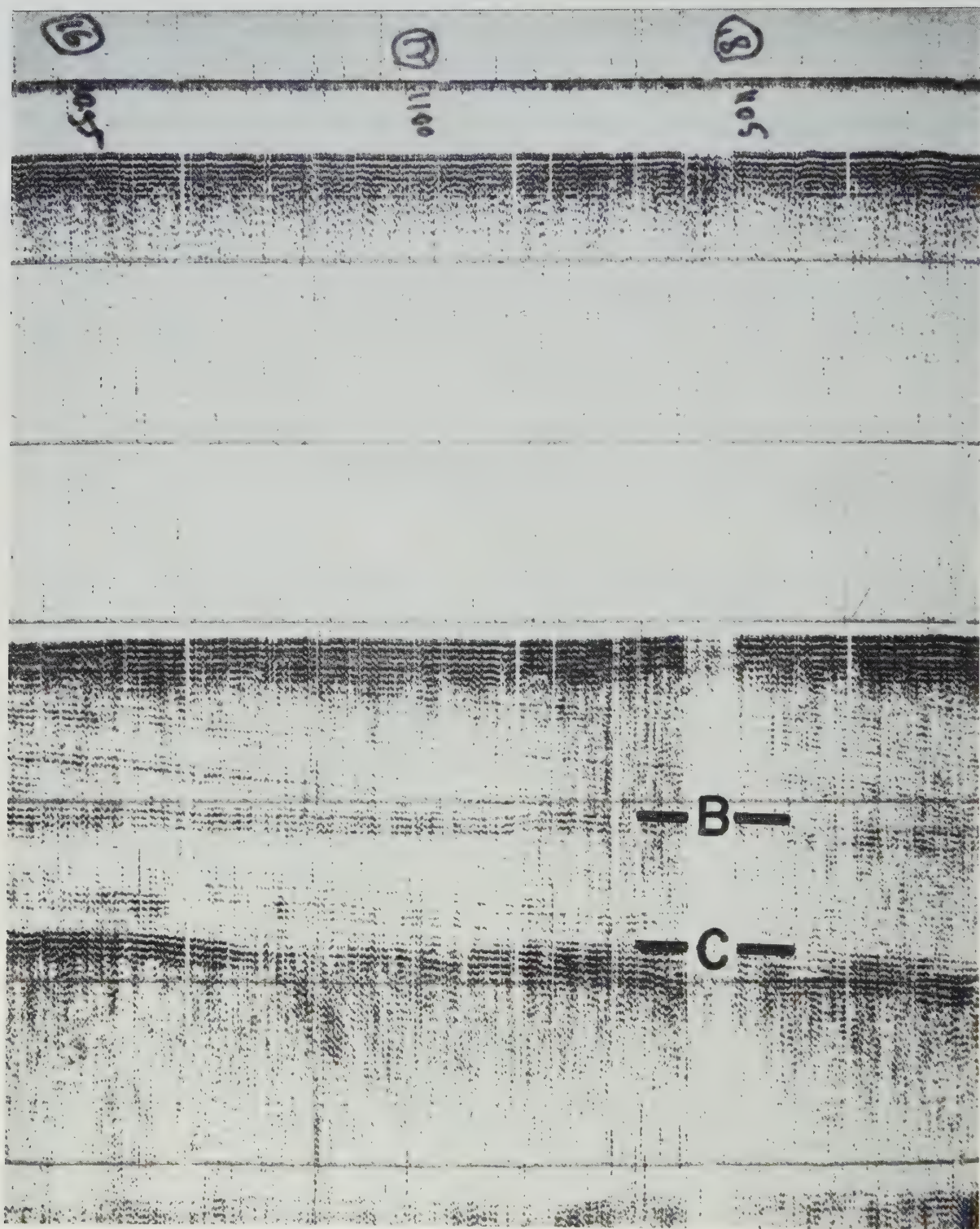


FIG. 54. — Coupe boomer 300 J.

A 160 ms le réflecteur **B**. Au-dessus, un horizon incliné est nettement visible. A 200 ms, le réflecteur **C**. Lignes d'échelle 40 ms.

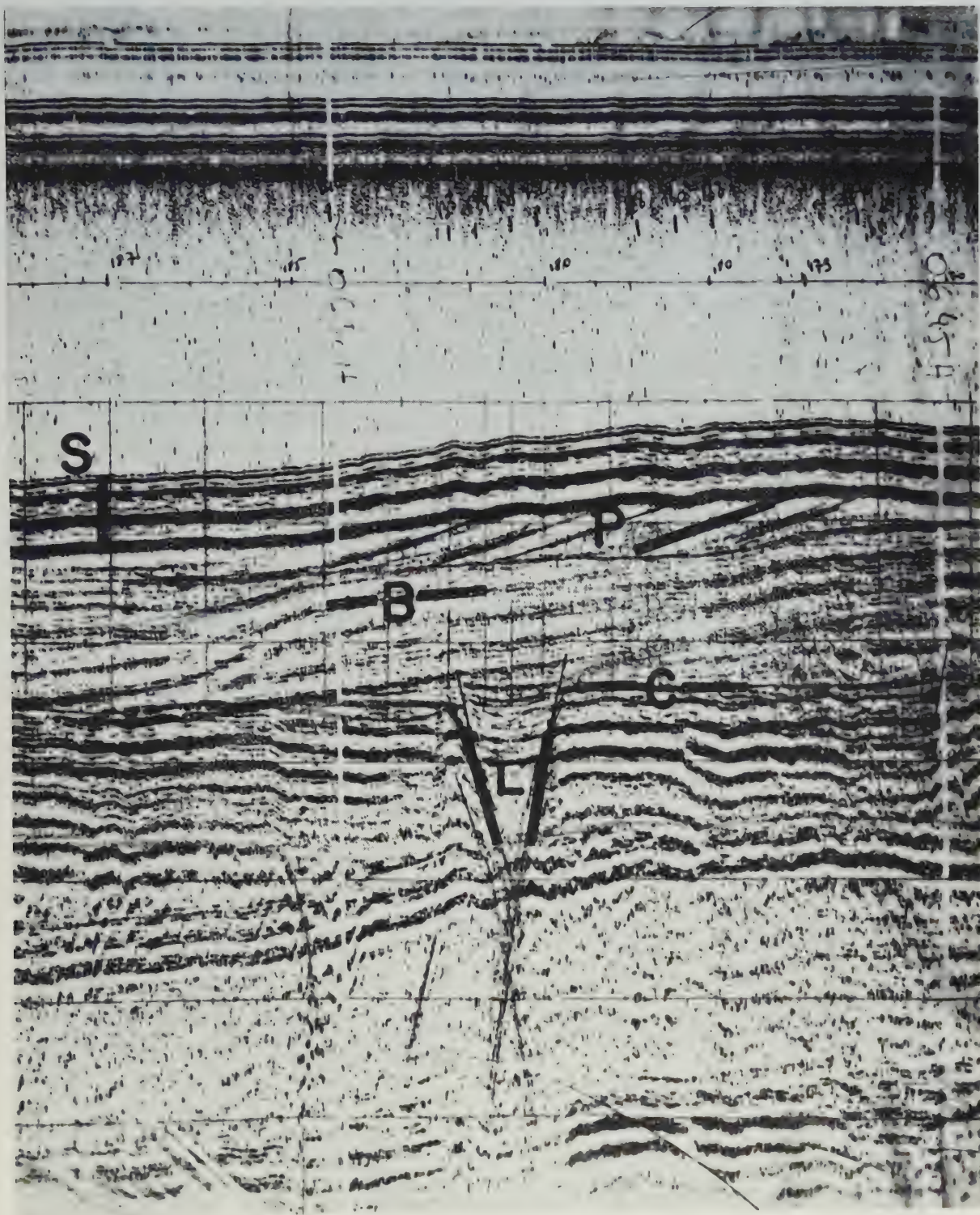


FIG. 55. — Coupe ligne *H*.

Réflecteur **B** médiocre. Au-dessus, sur la gauche de la figure, voyez les niveaux inclinés (**P**) et, plus bas, un petit fossé tectonique (**L**) au niveau du réflecteur **C**. **S** marque la largeur du signal.

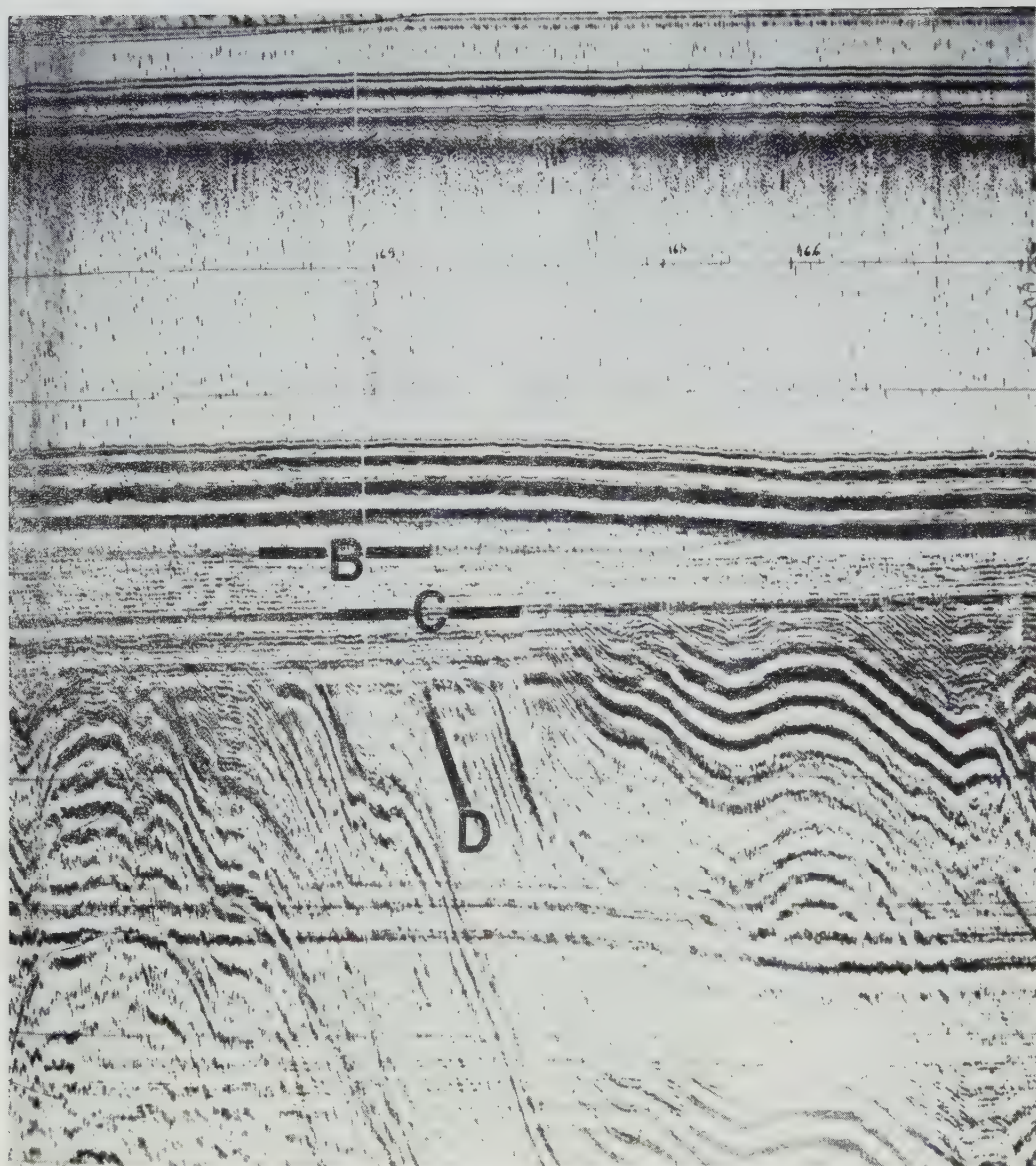


FIG. 56. — Coupe ligne *E*.

Structure des réflecteurs *D*. On voit leur disposition peu régulière. On observe aussi qu'ils sont coupés au niveau du réflecteur *C*.

b - Le réflecteur B

Dans la partie nord et nord-ouest de l'étude, la terminaison du réflecteur *B* est masquée par l'épaisseur (27 ms) du signal réfléchi sur le fond. Ailleurs, il est de qualité moyenne ou faible (fig. 57). Ce réflecteur est transgressif sur l'horizon *C* jusqu'aux profondeurs d'eau de 80 à 85 m (110 ms) (fig. 58). Il est sub-horizontale jusqu'à l'approche de la rupture de pente et paraît quelquefois incliné à son abord; la largeur du signal réfléchi sur le fond, qui en cache les détails, interdit de conclure positivement à des phénomènes de glissement de sédiments à l'approche du canyon.



Fig. 57. — Isochrones du réflecteur B. Le plan de référence est la surface de l'eau; l'approfondissement est, en général, lent et régulier.

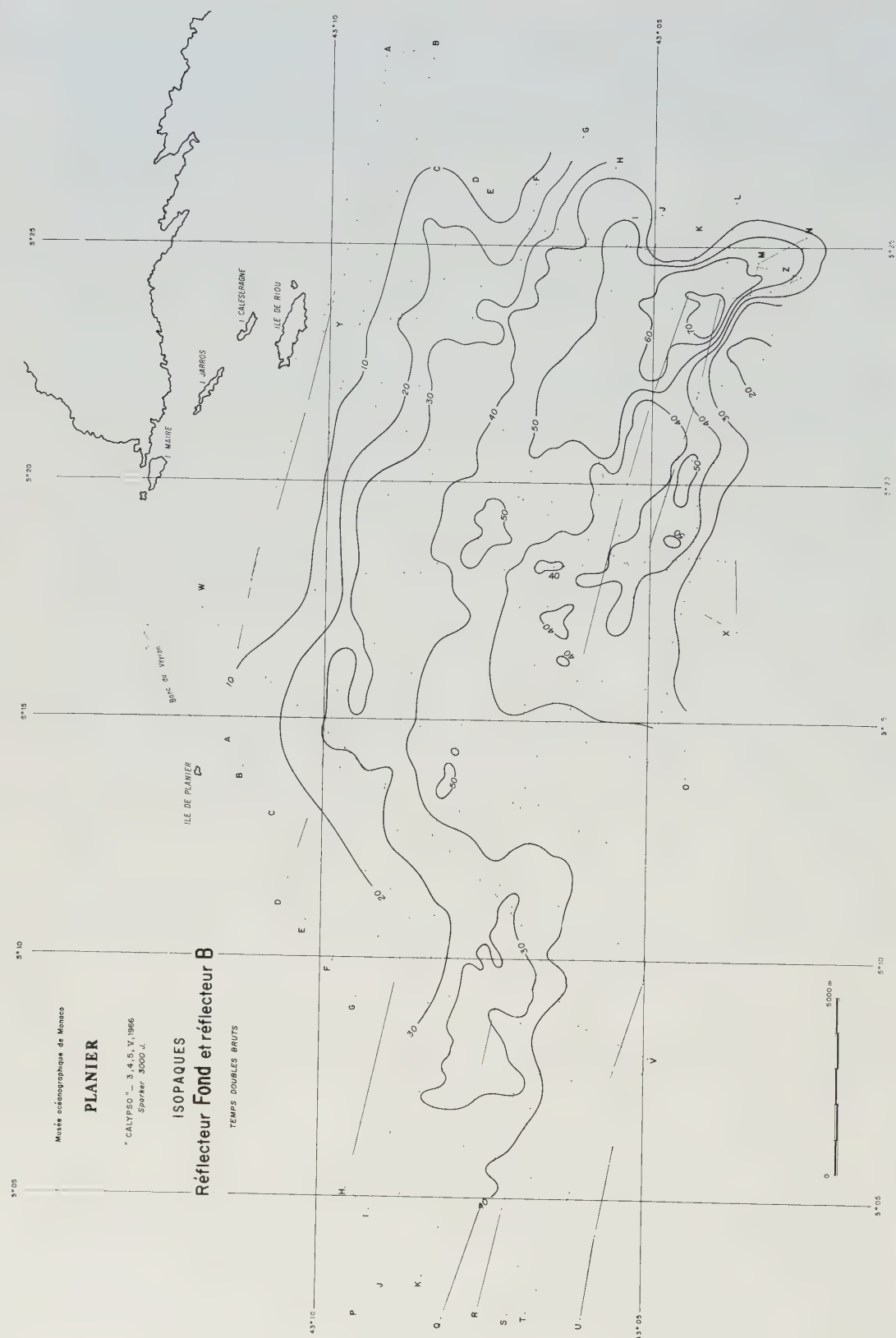


Fig. 58. — Isopaques fond - réflecteur B. L'épaississement des sédiments superficiels est particulièrement notable dans la partie sud-est de la zone.

c - Le réflecteur C*

Le réflecteur C, le plus net, forme la base de la zone. Le caractère du signal correspond à celui observé sur le fond (fig. 59). Il est en continuité avec la pente de 1,5 p. 100, non recouverte par les sédiments qui forment le flanc du Planier. Une grande régularité le caractérise donc (fig. 60). Cependant, sur les lignes L et M, un mouvement d'affaissement sur faille NW-SE est nettement marqué. Un petit horst est visible sur le profil K.

A l'approche de la pente continentale, dans la partie SW de l'étude (lignes R, S, T, U), l'enregistrement suggère l'existence de quelques réflecteurs à pendage sud empilés sous le réflecteur C. On peut donc faire l'hypothèse d'une flexure à cet endroit : le réflecteur C n'est pas le toit d'une couche, mais la surface d'érosion qui limite la formation constituée par les réflecteurs D. Ici, un hiatus apparaît entre le toit des réflecteurs D et le réflecteur C; ils seraient recouverts par une série sédimentaire transgressive jusqu'à la profondeur de 200 m environ. Le mauvais positionnement de ces lignes empêche de conclure affirmativement; ce problème est à reprendre ultérieurement avec de nouveaux documents. Remarquons que l'axe anticlinal Maire-Veyron-Planier recoupe ici le décrochement d'Arles. Le montage des trois lignes S, T, U, effectué selon les positions relevées au radar, donne l'image d'un paysage raviné et nous avons tenté de relier les principaux accidents (fig. 61).

La carte d'isopaques entre les réflecteurs B et C montre, en outre, des rides sensiblement EW sur les lignes F et G. La terminaison du réflecteur C sur la pente est fréquemment incurvée vers le sud (fig. 62). Les failles relevées sur le réflecteur C montrent une tectonique dominée par les deux directions NE-SW et NW-SE classiques dans la région [BLANC, 1956; NICOD, 1967].

d - Les réflecteurs D

Les réflecteurs D n'indiquent que la disposition tectonique du *bed rock*. Les anticlinaux et les synclinaux se suivent facilement sur une grande partie de l'étude. Leurs flancs est sont particulièrement nets (fig. 63). Ils correspondent à la direction préférentielle NE-SW, presque perpendiculaire aux failles limitant le nord de la zone. Ils permettent de distinguer les « provinces » suivantes : *orientale*; le plissement des couches est très net. Les flancs à pendage SE sont particulièrement bien marqués. La structure de l'ensemble suggère un plissement prononcé (fig. 64); *occidentale* : la tectonique est plus douce ou masquée par des diffractions au niveau du réflecteur C, ce qui suggérerait soit une surface karstique irrégulière, soit la présence d'un important lit de gros galets.

A l'approche de la limite ouest de la zone, on observe, cependant, quelques marqueurs sous le réflecteur C; sans être affirmatif, on peut y voir des dépôts de galets moins importants que dans la « province » ouest, et/ou une tectonique sous-jacente moins vive (fig. 65). Cette limite ouest, qui correspond au prolongement du banc du Veyron et de l'îlot de Planier vers le sud-ouest, présente une structure anticlinale à grand rayon de courbure hachée par un faisceau de failles nord-est—sud-ouest, découpant ses flancs en marches d'escalier (*cf.* fig. 59).

* En 1962, à bord de la *Calypso*, MURAOUR et GROUBERT [1963] essayaient une « nouvelle méthode » de réflexion traînant deux hydrophones espacés de 30 m derrière le bateau et faisant exploser une charge de 1 kg de T.N.T. (à 90 m de l'hydrophone le plus proche), à intervalles de 500 m environ. Leur publication montre, outre les deux principaux réflecteurs mis en évidence ci-après (B et C), un miroir plus profond, qui, selon les auteurs, pourrait être le socle.

Cette publication appelle une remarque technique. MURAOUR et GROUBERT écrivent en effet : « L'étude des réflexions du type R₁ [surface-fond-surface] nous a montré que la profondeur du plan de réflexion de l'onde due à l'explosif et enregistrée dans les conditions de filtrage signalées ci-dessus [27 - 165 Hz], était sensiblement supérieure à celle du plan de réflexion des ultra-sons du sondeur. Cette différence de profondeur, de l'ordre de 10 mètres (...) n'a rien de surprenant étant donné les conditions d'investigation totalement différentes dans les deux cas, tant du point de vue de l'appareillage que de la source sonore » (C'est nous qui soulignons).

Cette explication ne peut satisfaire car :

1. Il n'y a aucune raison physique qui permette de penser que la couverture récente du bassin de Planier présente les caractères d'une vase fluide — elle est constituée de sable plus ou moins vaseux [BLANC, *communication orale*] — et puisse donc être le siège de phénomènes analogues à ceux qui se rencontrent dans certains estuaires tropicaux [LEENHARDT, 1966]. Même les vases glaciaires de la Baltique montrent un fond identique à 100 Hz et à 15 kHz [IGNATIUS, FLODERN & WINTERHALTER, *communication orale*].

2. Si la raison donnée par MURAOUR et GROUBERT pour expliquer la différence de profondeur trouvée à l'aide de l'appareillage Texas Instruments utilisé était valable, cette différence devrait se répercuter sur les multiples, puisque la fréquence reste la même. Or, les multiples présentés par MURAOUR (p. 6) sont espacés d'une profondeur correspondant à la profondeur réelle.

3. Il semblerait donc que l'auteur ne tienne pas compte d'un retard d'appareillage dû à des effets de filtrage et d'amplification [J. MORLET, T. SCHWAEZTER, *communications orales*].

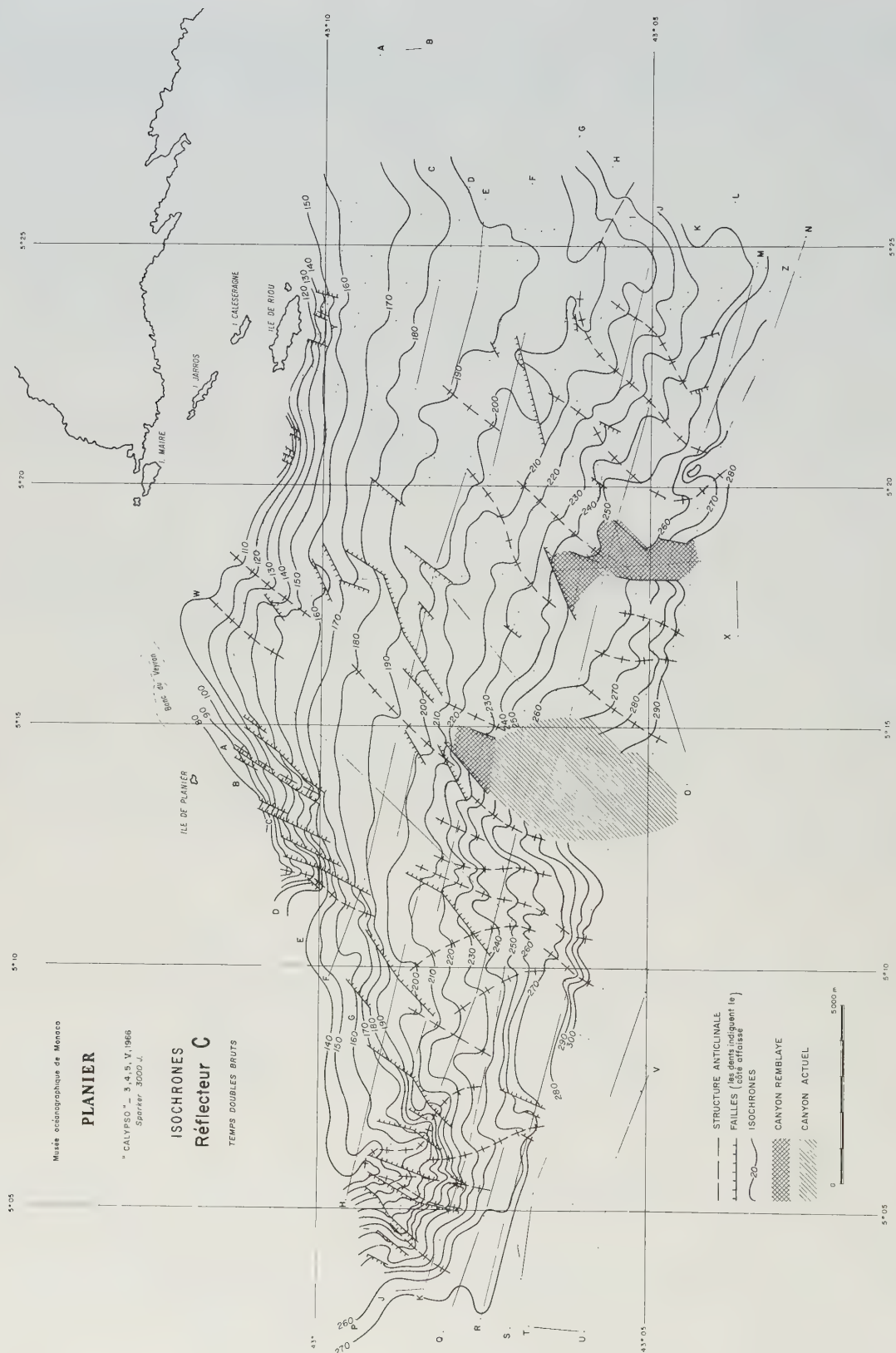


Fig. 59. — Isochrones du réflecteur C.
Cette planche représente la surface pontienne faillée généralement selon une direction générale SW-NE, avec le tracé des canyons remblayés.

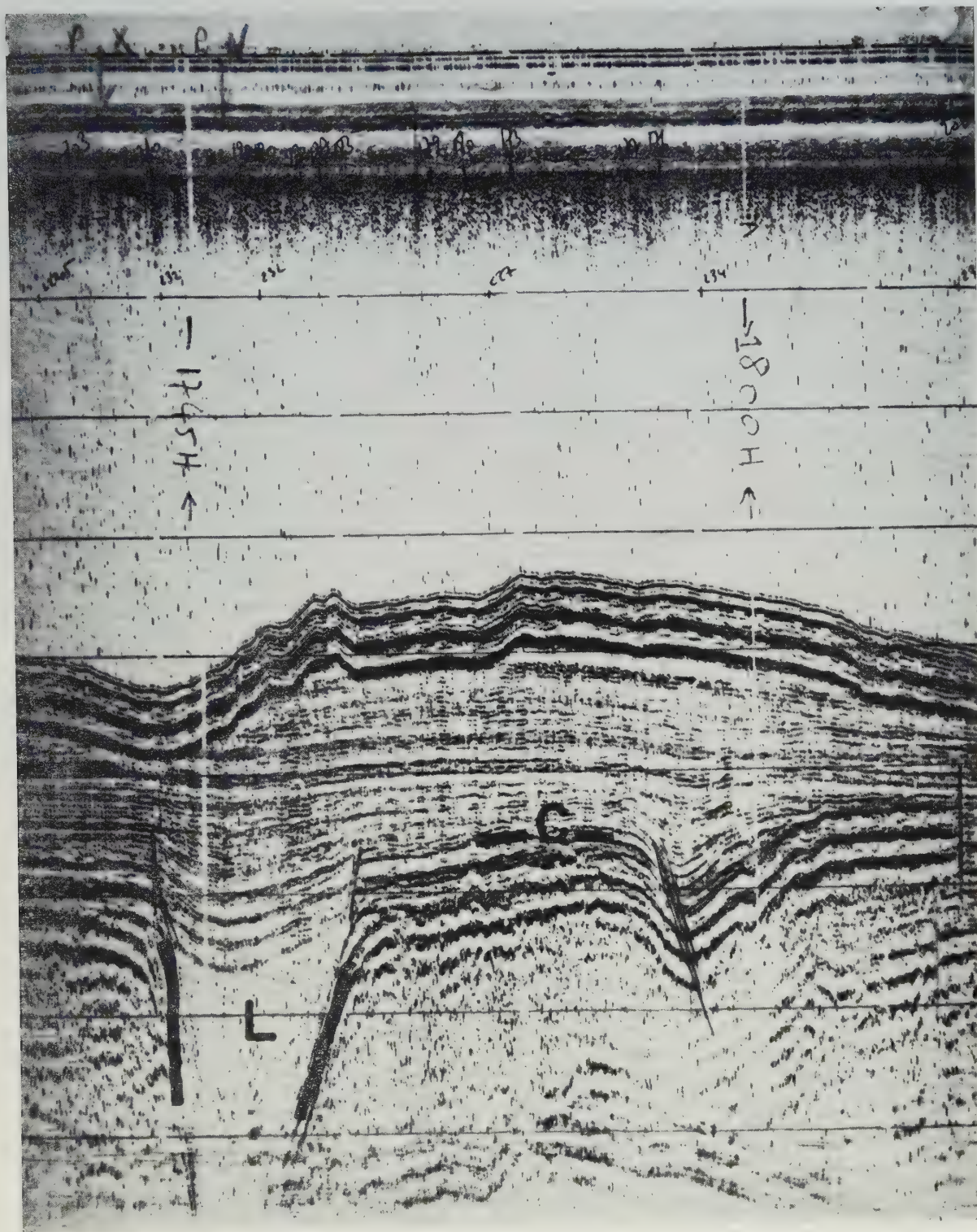
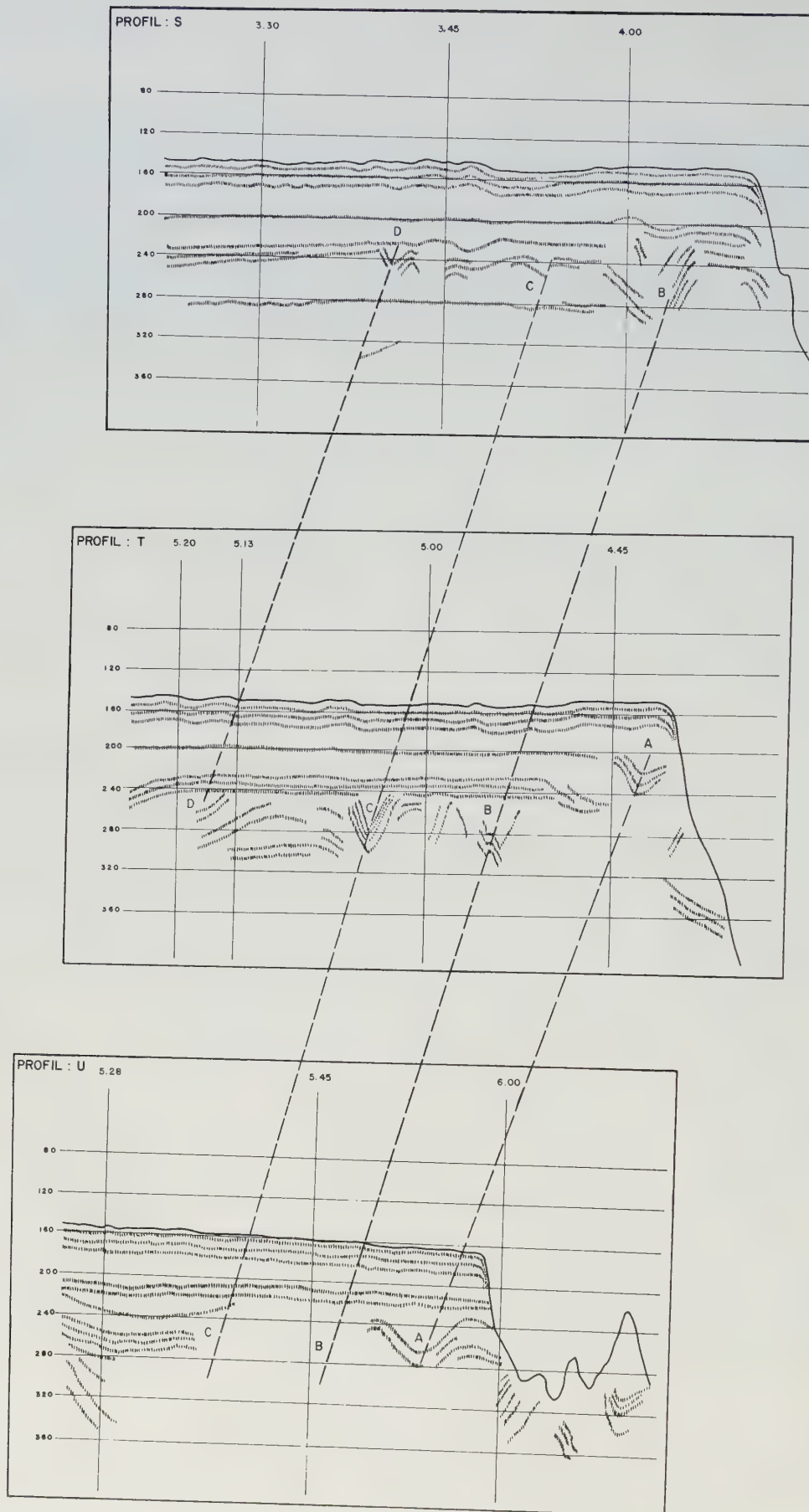


FIG. 60. — Coupe ligne *M*.

FIG. 60. — Coupe ligne *M*.
Mouvement sur faille au niveau du réflecteur C. Observez l'irrégularité topographique amenant un pincement des sédiments vers la droite de la figure et la tête du canyon remblayé.



MONTAGE DES LIGNES DE LA PARTIE SUD.OUEST

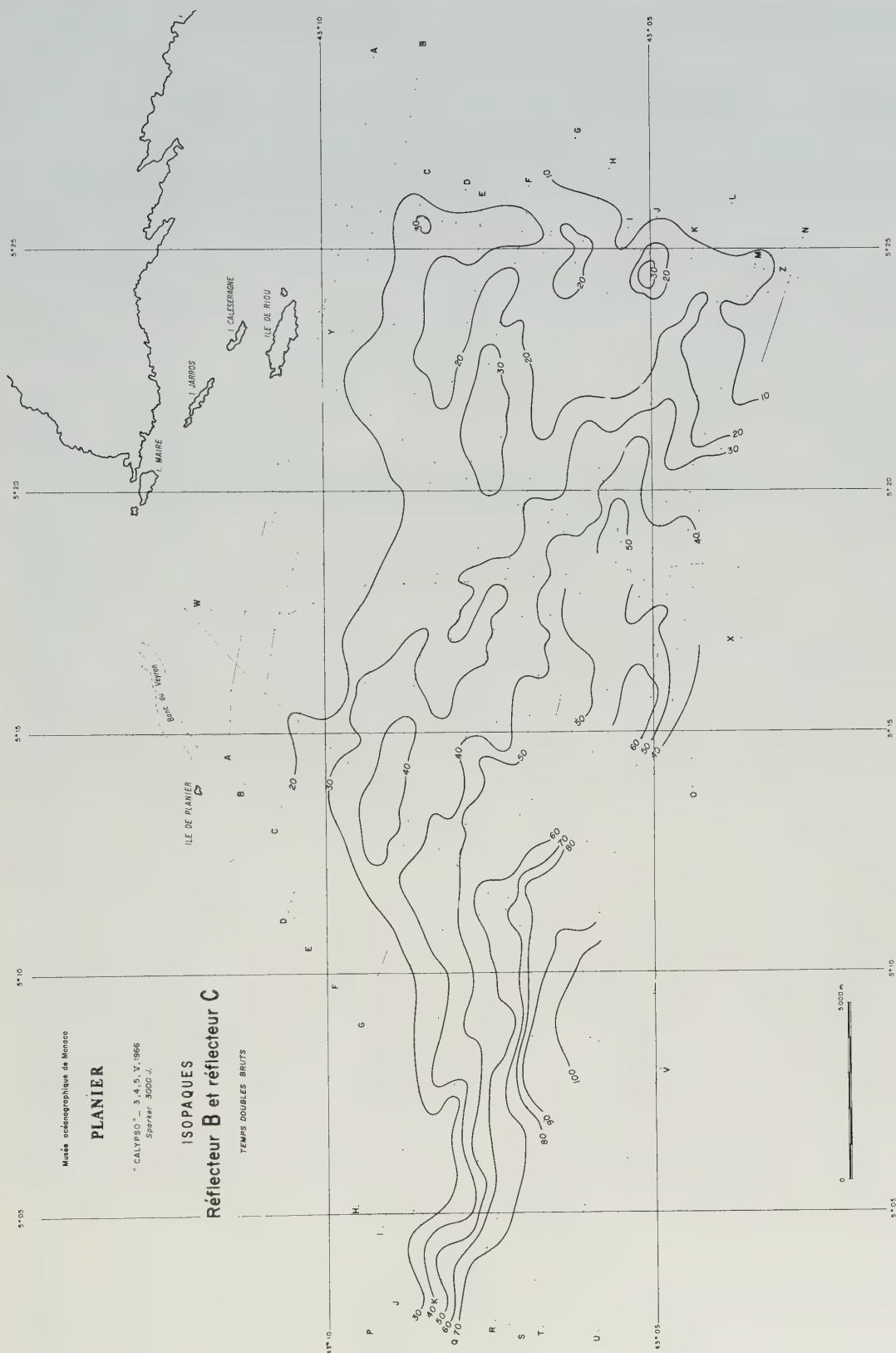


FIG. 62. — Isopaques entre les réflecteurs B et C.
Cette carte donne l'épaisseur de la sédimentation probablement pliocène. La lame sédimentaire, partout régulière, ne s'épaissit qu'au sud-ouest où l'influence du décrochement d'Arles est vraisemblablement sensible.

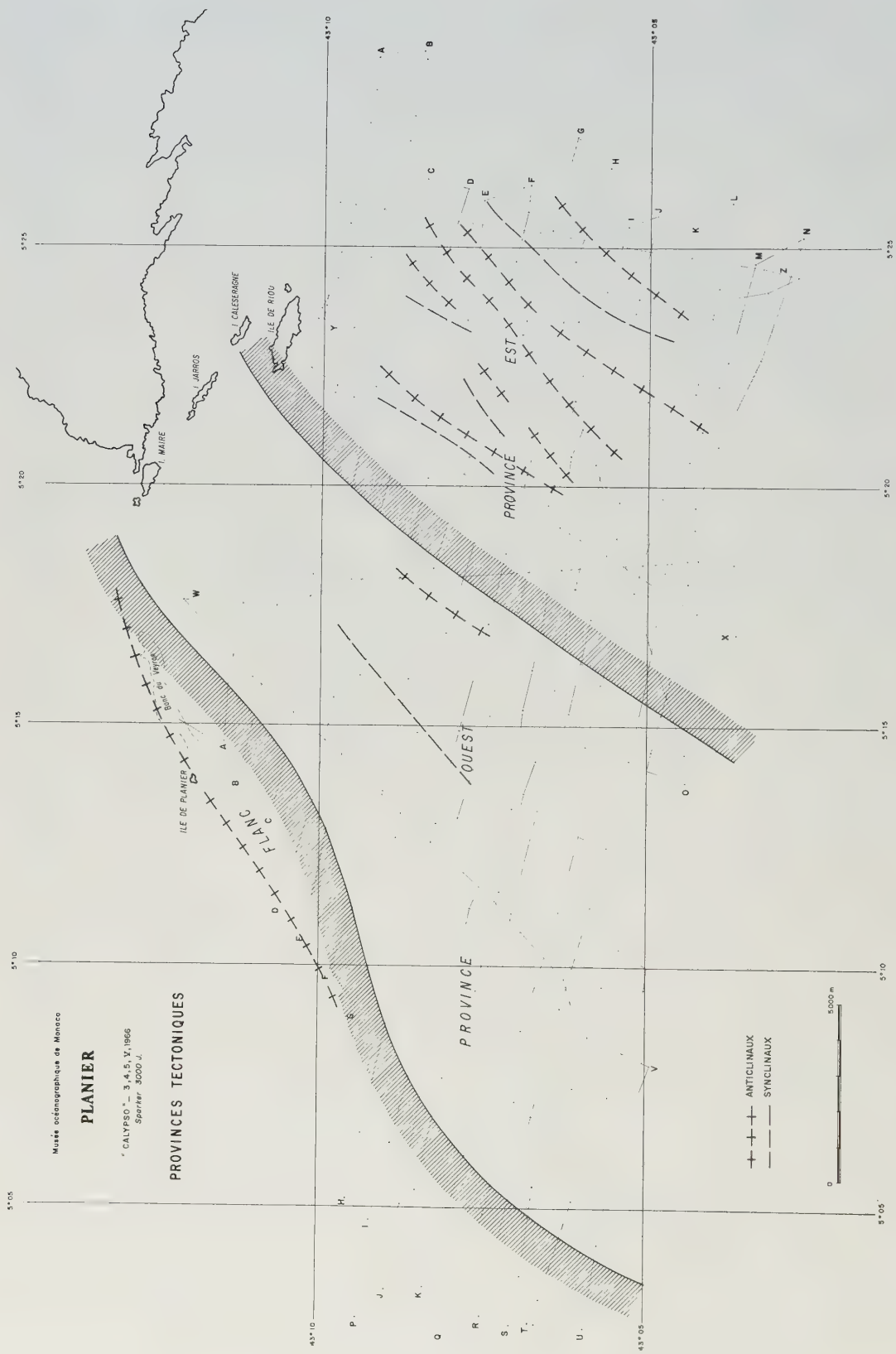


FIG. 63. — Tectonique profonde.
Les anticlinaux et synclinaux ont été reportés et corrélés sur cette planche. On a, en outre, représenté les « provinces » distinguées en fonction du caractère des réflecteurs D.

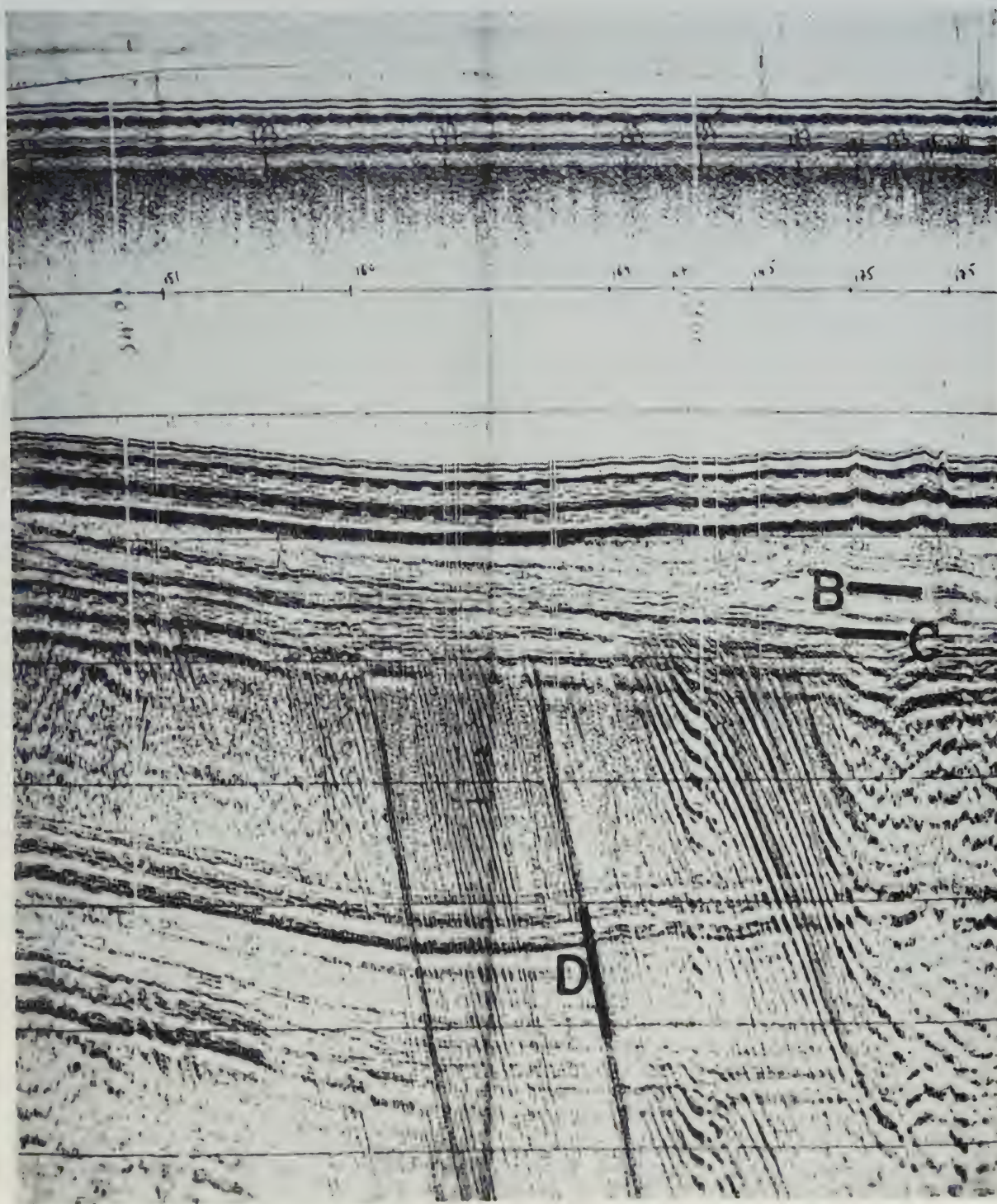


FIG. 64. — Coupe ligne Y.

Pendage des réflecteurs D. Il ne s'agit pas ici de diffraction, mais de réflexion sur 180 ms. En effet, la vitesse apparente est supérieure à 2 500 m/s. Le sommet du calcaire est à environ 170 m sous la surface et sa base à plus de 500 m. Si l'on adopte une vitesse de 5 km/s dans cette formation, le pendage est de 45° . Observez sur la droite de la figure de légères irrégularités superficielles.

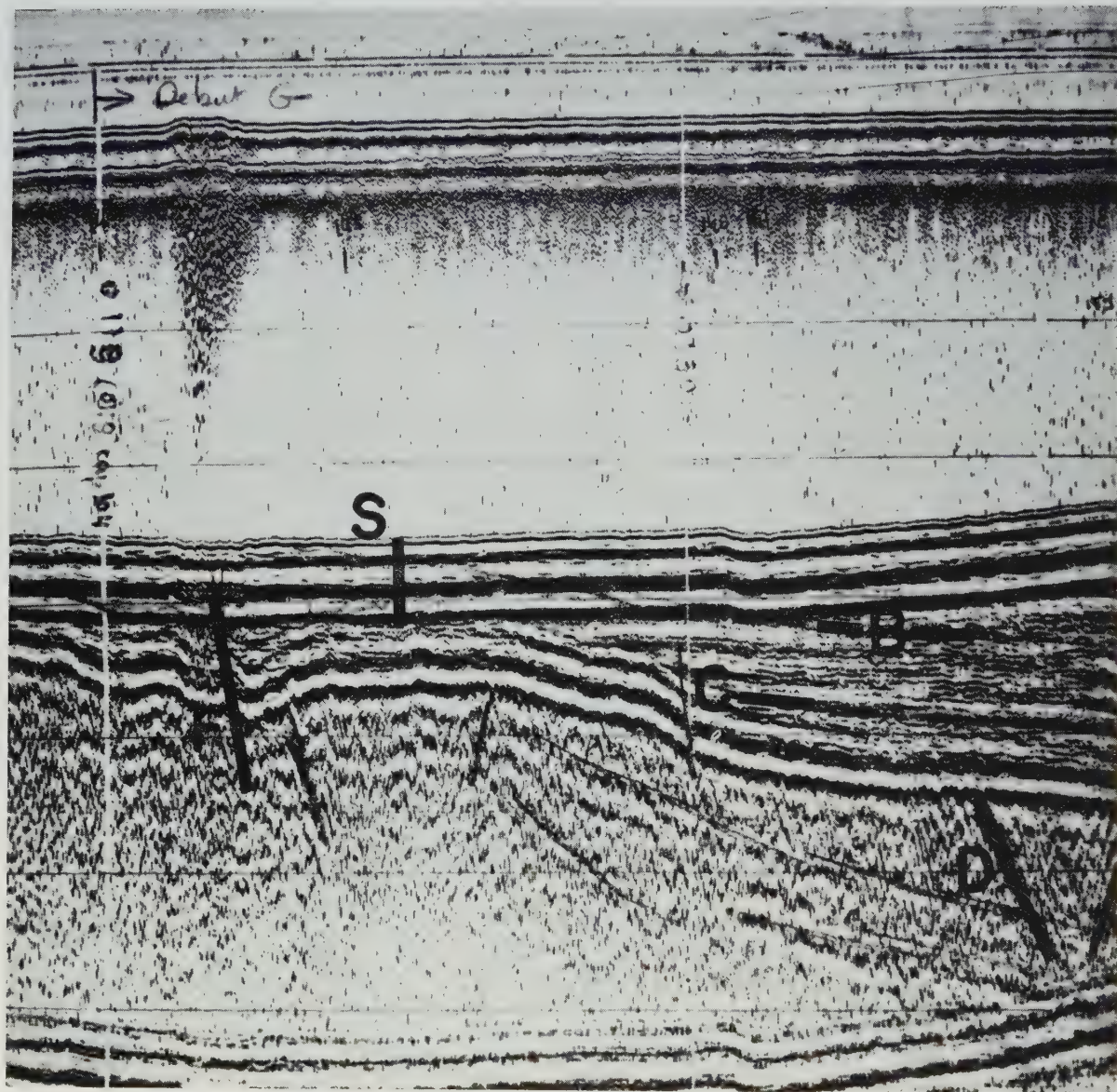


FIG. 65. — Coupe ligne *G*.

Réflecteurs *D* inclinés. Voyez aussi le biseau du réflecteur *B* de la droite au centre de la figure.

e - Le recouvrement

Au-dessus du réflecteur *B*, le recouvrement montre quelques réflecteurs, en général non identifiables sur les présents enregistrements, mais nets dans les sondages plus fins effectués dans l'intention de les mettre en évidence (fig. 66). On peut en conclure que la sédimentation récente n'a été ni uniforme ni continue. Sur le relief observé en bathymétrie dans le sud-est de la zone, des niveaux inclinés apparaissent (fig. 67). Ils sont visibles aussi à l'approche du canyon de Planier où la disposition est analogue à celle de la *knee line* [EDGERTON & LEENHARDT, 1966; EDGERTON, GIERMANN & LEENHARDT, 1967]. Leurs pendages sont toujours vers le large.

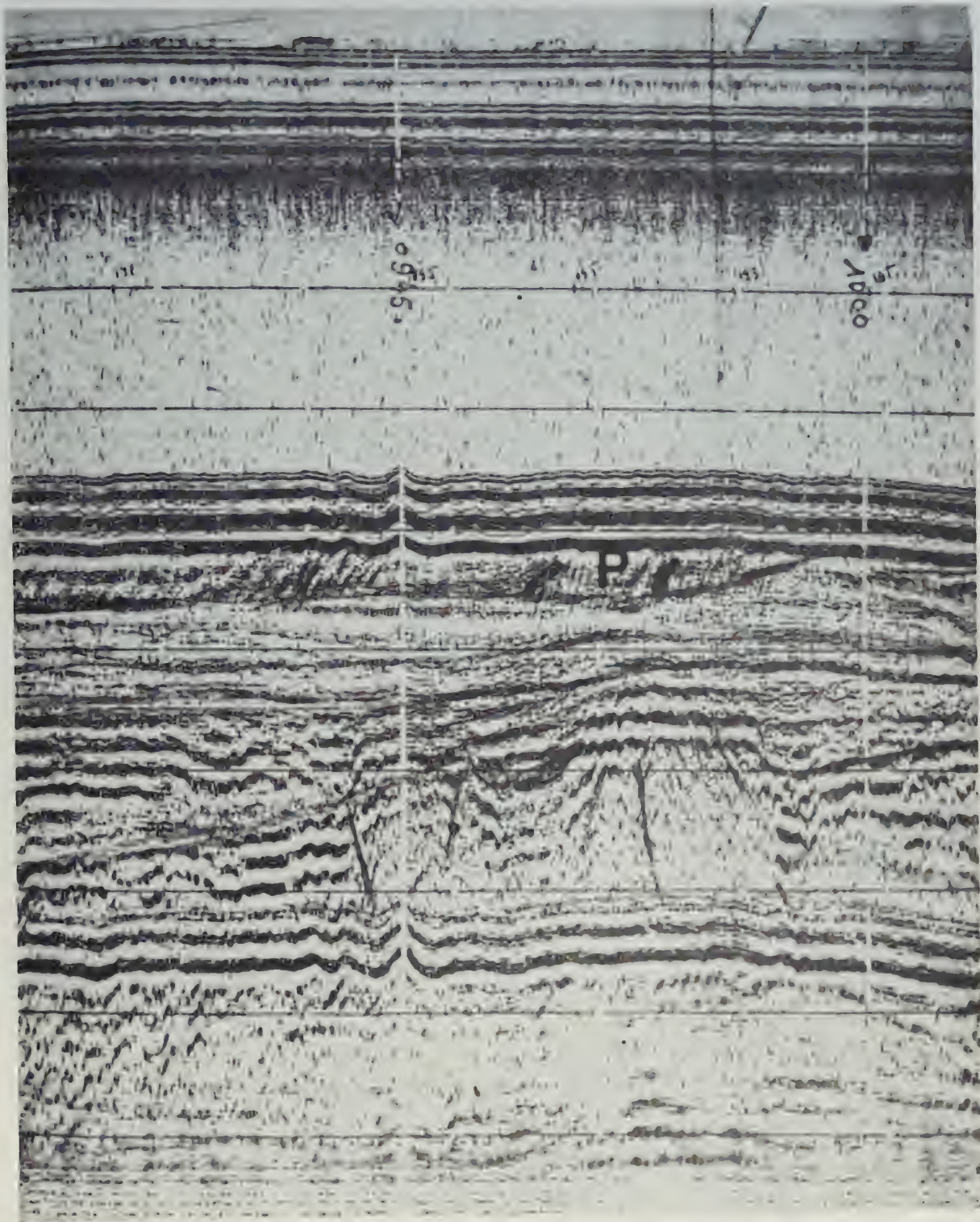


FIG. 66. — Coupe ligne *I*.

Niveaux inclinés dans les couches superficielles. Ces niveaux, d'une pente d'environ 10 p. 100, reposent sur le réflecteur **B**, sub-horizontale.

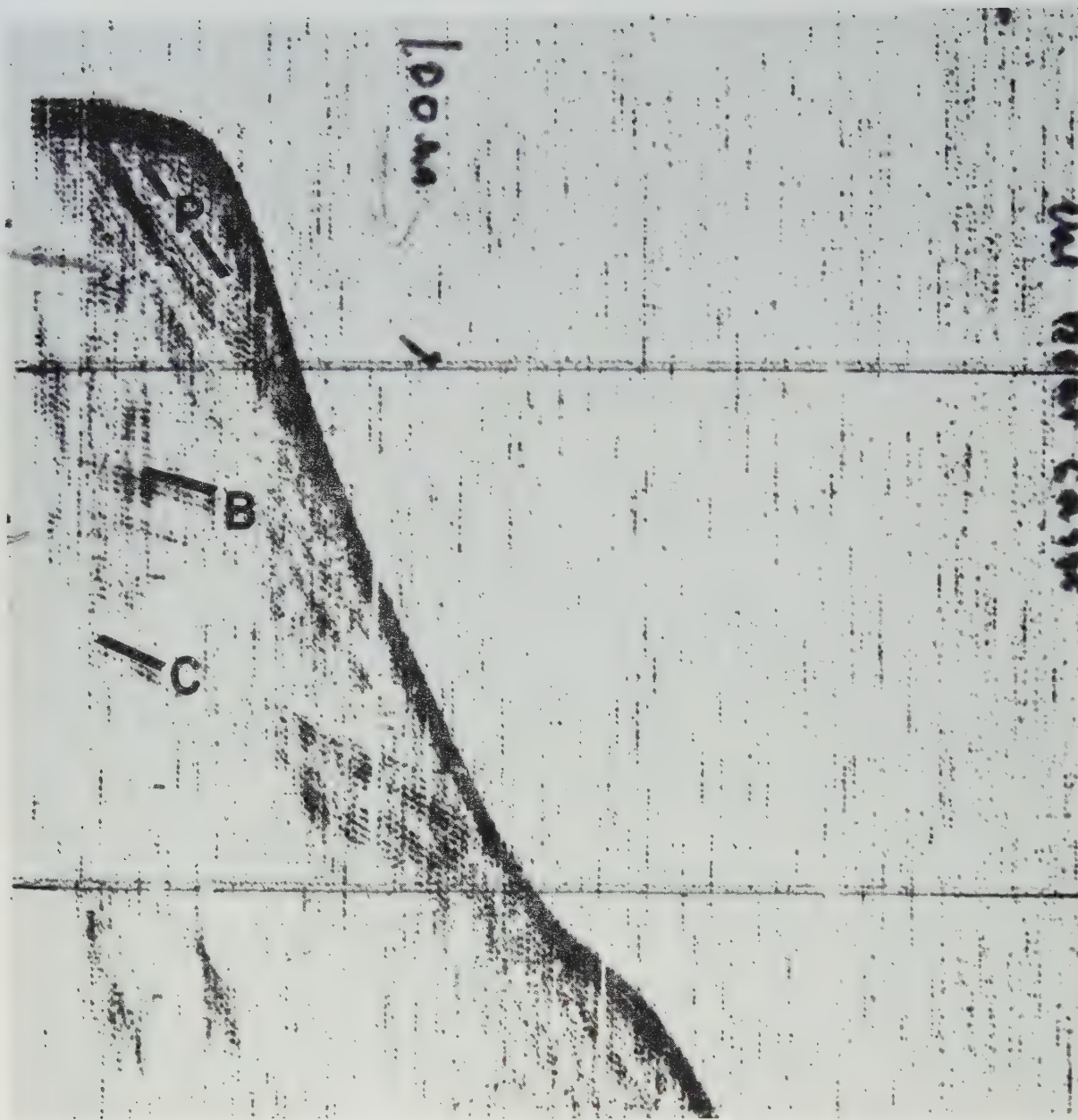


FIG. 67. — Coupe *boomer* 300 J; la *knee line* à Planier.

La forme du bord de la pente reproduit bien les observations faites à Monaco. Observez aussi, plus bas, le réflecteur C incliné vers le large.

f - Les canyons remblayés

Sur la bordure continentale, le réflecteur C est interrompu et change de caractère par places. Sur la carte, ces interruptions dessinent des indentations. C'est vraisemblablement la médiocre qualité du plan de position qui impose des contours complexes aux zones ainsi définies. Il s'agit ici des canyons remblayés précédemment décrits [LEENHARDT, 1963 *a*] (fig. 68).

forée : environ 1 m; carotte réalisée entre – 11,50 m et – 12,50 m; récupération : galets marins et argile plastique noire ».

Nous pensons que la carotte a été prise sur le biseau que forme le réflecteur **B**; sous réserve de vérification, celui-ci pourrait être assimilable au toit du Plaisancien.

A partir de cette hypothèse et des observations de CORNET [1966] et de NICOD [1967], nous pouvons reconstituer ainsi l'histoire de la région étudiée. Des formations de calcaires secondaires sont plissées (réflecteurs **D**) puis pénéplanées à l'Oligocène [NICOD] ou au Miocène [CORNET]. Elles forment un panneau, affaîssé par rapport au continent entaillé par des canyons* ou limité par la pente continentale dont l'origine remonte à la fin du Tertiaire. Le réflecteur **C** correspond à la surface d'érosion de la fin du Pontien, semble-t-il. Les indentations dessinées dans la carte (fig. 59) d'isochrones du réflecteur **C** correspondent aux canyons remblayés. Une première série de transgressions — les enregistrements pris avec le *boomer* de résolution (fig. 54) montrent, ai-je dit, que la sédimentation n'est ni régulière ni continue — recouvre l'ensemble de cette surface, jusqu'à la cote – 85 m environ et ennoye les canyons : le toit de cette série est le réflecteur **B**.

Une deuxième série transgressive dépose des sédiments jusqu'à la cote – 75 m. Parmi les dépôts ainsi formés, remarquons ceux, marginaux, que décrit FROGET [1967] comme des calcarénites sédimentées dans un milieu de type circalittoral; FROGET ajoute qu'ils sont sculptés par une érosion subaérienne anté-wurmienne. Il écrit en conclusion : « On peut alors supposer que le niveau de la mer au cours de cette phase régressive ait atteint, au moins, la cote – 300 par rapport au niveau actuel, ou bien que les dépôts, émergés au cours d'une régression de moindre amplitude, se soient enfoncés sous les eaux par le jeu d'un accident cassant ou de la flexure continentale. Le net pendage des bancs serait en faveur de cette dernière explication. Il apparaît donc fort possible que des actions tectoniques contemporaines des anciens stades du quaternaire aient affecté le Précontinent, au Sud de la Provence occidentale ».

La possibilité d'une phase régressive antéwurmienne à – 300 m est à discuter avec les spécialistes. Personnellement, je n'ai pas d'arguments à y opposer; par contre, il n'est pas possible d'accepter le jeu d'accidents cassants ou de la flexure continentale puisque, à Planier comme à Monaco, la *knee line* est plus inclinée que les formations sur lesquelles elle repose. Avant la note de FROGET, nous y avons vu [EDGERTON, GIERMANN & LEENHARDT, 1967] « la frange sédimentaire du plateau ». On peut proposer des hypothèses pour expliquer l'origine des calcarénites de FROGET [FROGET & LEENHARDT, 1968] mais il semble prématuré de généraliser l'extension de la *knee line* jusqu'à lui donner partout le même âge. Les forages préciseront ce point. J'ai tendance à y voir un phénomène morphologique qui a pu se reproduire à différentes époques. Notons qu'à partir d'un raisonnement morphologique GIERMANN [1969] dessine cette *knee line* au large de Calvi (Corse).

Au-dessus des formations décrites ici se trouve une couche de sédiments récents. Le sondage de vase montre que son épaisseur est d'environ 2 m. Ce sont les sables plus ou moins vaseux étudiés par les écologistes de la Station marine d'Endoume.

Conclusions : l'analyse du caractère et de la forme des réflecteurs permet de distinguer différents niveaux repérés. Si l'élaboration des documents géophysiques est relativement aisée, l'interprétation se fonde sur des arguments de continuité géologique et de style morphotectonique qui permettent d'assimiler le réflecteur **C** à la surface d'érosion pontienne et sur l'histoire géologique des régions voisines, qui conduit à interpréter comme Plaisancien l'épaisseur de sédiments comprise entre les réflecteurs **B** et **C**. L'observation directe apporte de précieuses indications sur la nature des formations superficielles. Seuls des forages permettent d'identifier complètement la coupe géologique.

C - LE PLATEAU CONTINENTAL PROVENÇAL

Différents travaux de l'équipe du Musée océanographique, complétés par ceux des chercheurs du Centre de recherches géodynamiques de Villefranche-sur-Mer, ont porté sur le plateau continental provençal. A la lumière de l'exemple-type de la zone de Planier, il est possible d'esquisser la structure d'ensemble de ce plateau [LEENHARDT & ALLA, 1969]. Il résulte d'effondrements ou localement de basculements en bloc du continent antépontien. Il porte les marques de l'érosion pontienne, de l'ingression pliocène et des nombreuses variations quaternaires du niveau marin. Un tel type de plateau ne rentre pas dans les classifications les plus récemment proposées [OTTMANN, 1965].

* Il n'entre pas dans mon propos de discuter l'âge du creusement des canyons sous-marins.

CHAPITRE VI

LA PLAINE ABYSSALE LIGURE

ÉTUDE DE LA COLLINE A

Pour nous livrer la clef de la structure du plateau continental, le sondage sismique continu n'a dû être complété que par les observations géologiques terrestres et les carottages courants. Il en va autrement dans les plaines abyssales où doivent intervenir le plus grand nombre possible de résultats géophysiques et où les sondages profonds seront nécessaires dès que possible.

En mer Ligure, la principale donnée nouvelle que l'on doit au sondage sismique continu est la découverte des dômes de sel.

A. HISTORIQUE

En 1957, ALINAT et COUSTEAU [1962] découvrent, sur le fond de la plaine abyssale, des « accidents de terrain », en forme de collines; voici la description de l'un d'eux ($42^{\circ} 56' \text{ N} - 08^{\circ} 34' \text{ E}$) : « [il] se présente comme une dune oblongue émergeant d'un fond de profondeur moyenne 2 550 m à l'W et bordée à l'E par un sillon en forme de demi-lune dont la profondeur atteint 2 590 m. Le sommet de la dune est à 2 510 m, sa longueur (E-O) est d'environ 1 800 mètres, sa largeur (N S) d'environ 900 mètres ». La détermination exacte des formes de cette colline n'est pas possible avec les sondeurs à large pinceau actuellement disponibles. Voici (fig. 69) les différents enregistrements d'une colline voisine, la structure **B**. BOURCART [1960] pensait que ces collines étaient « peut-être volcaniques ».

Sur ces collines, le premier sondage sismique continu est réalisé par HERSEY à bord du *Chain*, en 1961 [FAHLQUIST & HERSEY, 1969]. Il est insuffisant pour comprendre leur nature. En 1964, nous reconnaissons la colline **A** ($42^{\circ} 47' \text{ N} - 07^{\circ} 41' \text{ E}$); à l'époque, nos données sont de qualité insuffisante et de nombre trop restreint pour que nous puissions publier l'hypothèse que suggère la morphologie sur l'enregistrement : il pourrait s'agir d'un dôme de sel. La même année, HERSEY [1965] reconnaît la même zone et avance cette hypothèse. En 1966, ALINAT *et al.* [1966] la confirment à la suite d'une reconnaissance plus complète. GLANGEAUD [1966] propose une théorie d'ensemble de la Méditerranée occidentale et en définit les grandes unités, dont la zone **A**. GLANGEAUD, ALINAT *et al.* [1966] précisent certains aspects de cette théorie; GÉRARD [1967], étudiant les profils magnétiques de la campagne *Géomède I*, montre qu'il n'y a pas de rapport entre les anomalies magnétiques et les dômes. Depuis que ces chercheurs ont soutenu l'hypothèse de dômes de sel, on se demande si ces structures ne peuvent avoir une autre origine? L'argument d'un simple profil magnétique n'était, en effet, pas suffisant pour écarter l'hypothèse volcanique*.

B - L'ÉTUDE DÉTAILLÉE DE LA COLLINE A

Grâce à la coopération du *Consiglio nazionale delle Ricerche* (C.N.R.) (Prof. GIORGI) et du professeur MORELLI, il m'est possible d'étudier plus en détail la colline **A**. Seul l'usage d'un réseau de radio-navigation RANA [PERRIEN, 1965] permet un repérage suffisamment précis des routes suivies.

1. Bathymétrie et magnétisme

Le *Bannock* du C.N.R. est équipé par l'*Osservatorio geofisico sperimentale* (O.G.S.) d'un sondeur EDO 12 kHz relié à un P.G.R. 419 ALDEN travaillant sur l'échelle d'une seconde, d'un magnétomètre à protons VARIAN et d'un gravimètre GRAF ASKANIA.

* La carte magnétique de l'U.S. Hydrographic Office était inconnue en France.

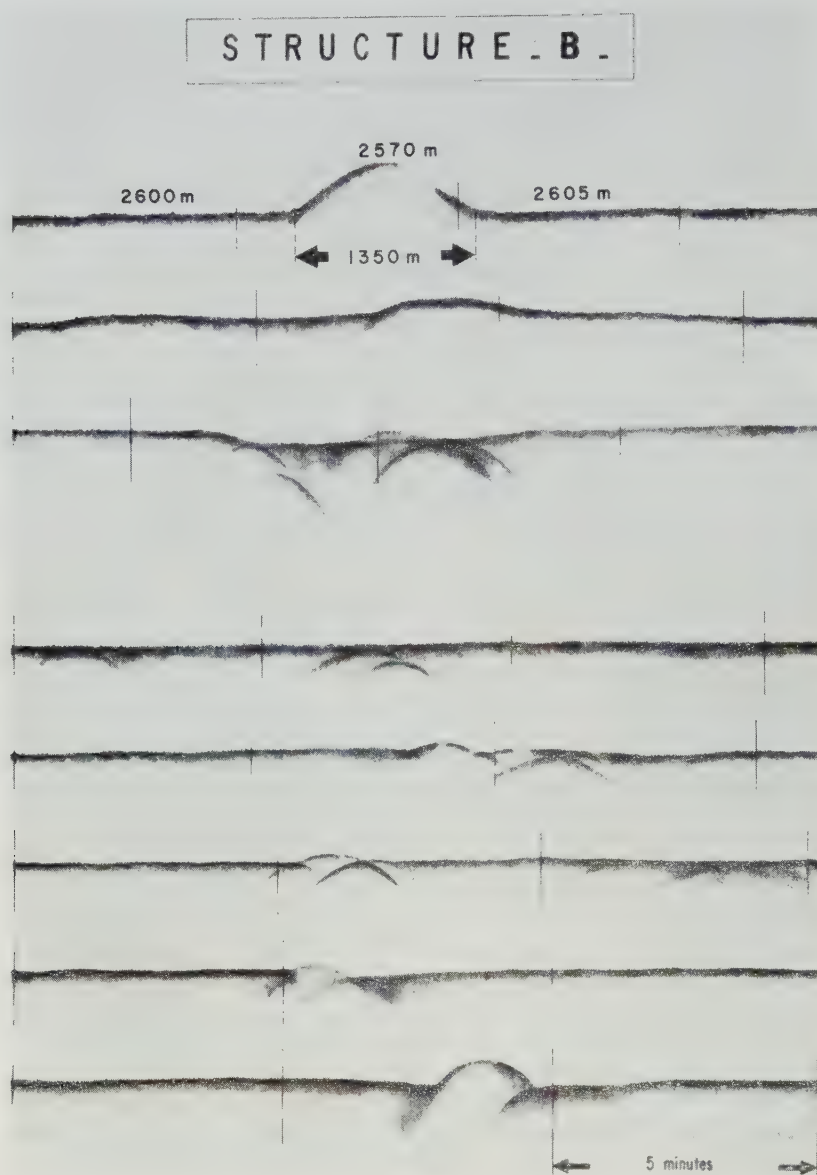


FIG. 69. — Enregistrements bathymétriques sur la structure **B**, avec un EDO 12 kHz. Planche dressée par GIERMANN.

Les routes suivent les hyperboles rondes sur une zone de 10 sur 12 milles. Elles se coupent à 60° environ. L'écart entre deux lignes n'est jamais supérieur à 800 m (fig. 70). A cause d'une longue houle et des conditions de navigation imposées pour suivre les hyperboles, l'enregistrement gravimétrique est imprécis et inexploitable. La carte bathymétrique résultante (fig. 71) confirme la qualité des levés, à maille plus large, du Musée océanographique [ALINAT, COUSTEAU *et al.*, 1969]. Elle révèle, sur le fond pratiquement plat de la plaine, deux dômes principaux s'élevant jusqu'à 60 m au-dessus du fond de la plaine et les dépressions périphériques qui les entourent.

M. PISANI (voir dans l'annexe son rapport) dresse la carte du champ magnétique total. Il utilise les données de la station de référence exploitée par M. LE BORGNE pour la réduction des vols qui servent à dresser la carte magnétique de la Méditerranée occidentale (C.N.R.S.).

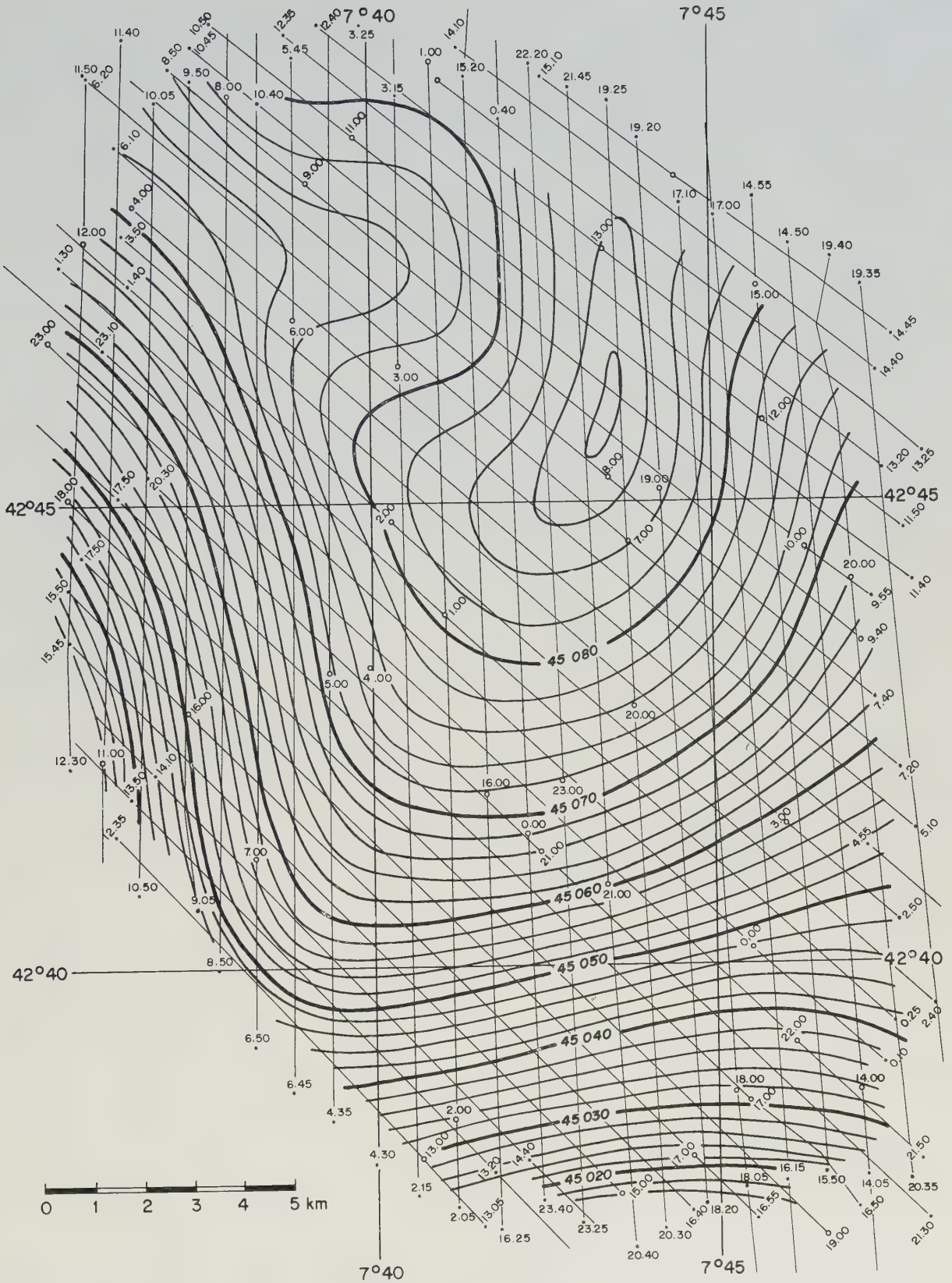


FIG. 70. — Plan de position des routes du Bannock (janvier 1967) et carte du champ magnétique total sur la colline A.

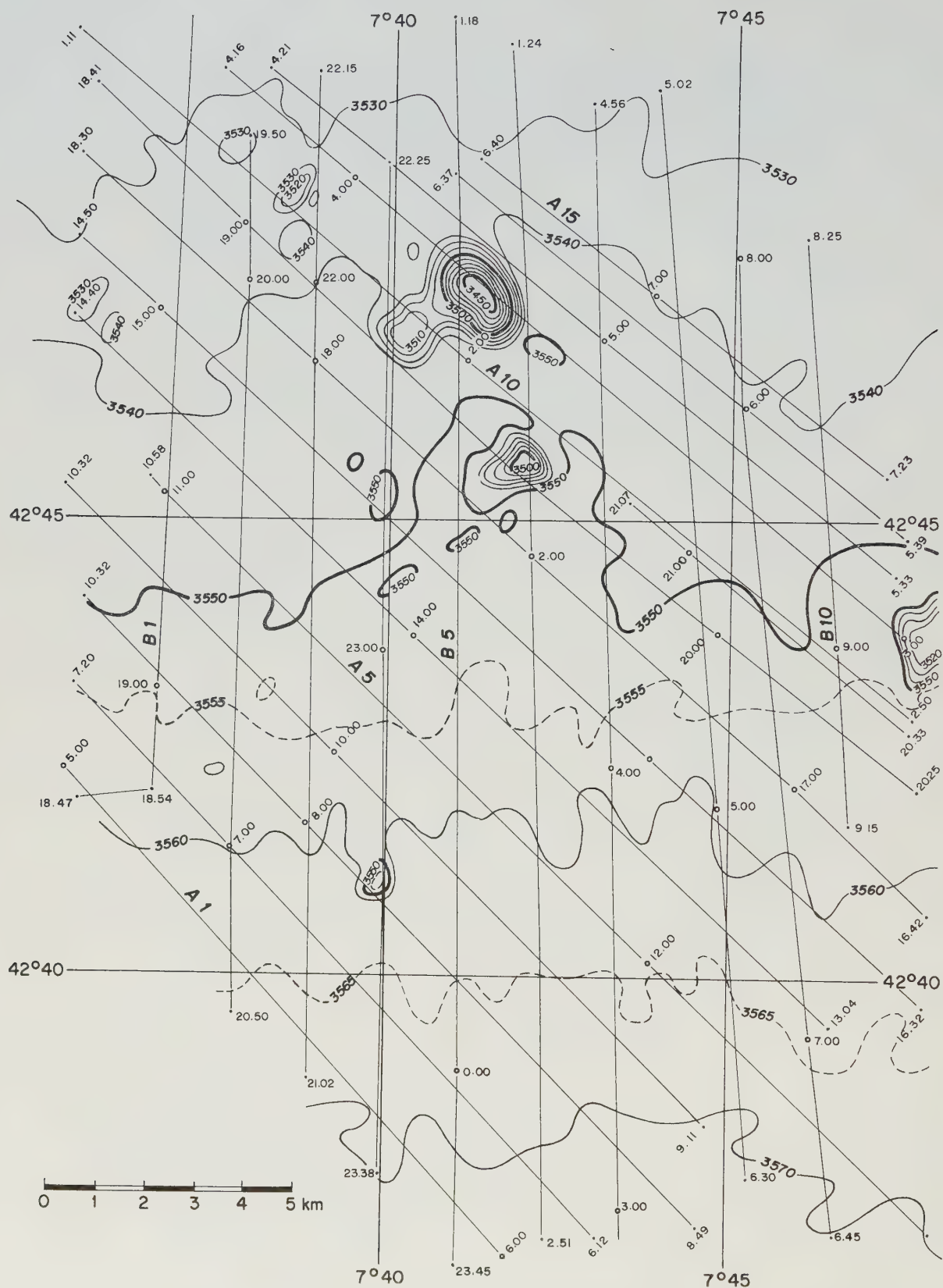


FIG. 71. — Carte bathymétrique (cette carte est dressée en temps double de parcours du son dans l'eau) et plan de position des mesures sismiques sur la colline A (à maille double de celle des levés magnétiques) (mars 1967).

Conseillé par H. DREYER de la C.G.G., j'ai recherché sur la carte LE BORGNE et sur celle de l'U.S. Naval Hydrographic Office le gradient régional. La valeur de 3 γ /km sur un axe orienté au 013° a été retenue. J'ai ensuite calculé la résiduelle « brute » (fig. 72) qui montre une anomalie d'environ 50 γ dépassant visiblement les limites de la zone. Cette anomalie est sans rapport avec la topographie; elle paraît déformée dans sa partie NW, aussi ai-je lissé cette anomalie en respectant les flancs réguliers (fig. 73); enfin j'ai soustrait la résiduelle brute de la résiduelle lissée pour faire apparaître une résiduelle secondaire. Celle-ci n'est pas sans rapport avec la topographie (fig. 74).

Le rapport C.G.G. (cf. annexe) écrit que cette carte résiduelle « fait apparaître une anomalie négative B₁ d'une intensité de 9 gammas.

« La qualité des enregistrements analogiques n'autorise pas l'interprétation quantitative de cette anomalie. Par contre, l'interprétation suivant la coupe DD' sur la carte résiduelle [fig. 73], situe le toit de la structure correspondante à une profondeur de - 2 600 m, soit sensiblement celle des fonds marins.

« Les dessins, suivant la coupe DD', de l'anomalie B₁ mesurée et des anomalies théoriques correspondantes figurent sur la [carte]. Nous avons admis pour le calcul de la susceptibilité magnétique des structures du type « plaque mince », un rapport $\frac{H}{h} = 1,2$ valeur pour laquelle l'hypothèse « plaque-mince », est encore admissible (H = profondeur de la base et h = profondeur du toit de la structure sous le plan de mesure).

« — Dans la première hypothèse, nous avons admis un contraste de susceptibilité K₁ - K₀ = - 500 $\times$ 10⁻⁶ CGS (valeur donnée par l'interprétation de l'anomalie B₁). La courbe mesurée et la courbe théorique sont superposables à peu de choses près.

« — Dans la deuxième hypothèse, B₁ est une structure salifère et nous avons admis un contraste fréquemment rencontré dans la nature K₁ - K₀ = - 50 $\times$ 10⁻⁶ CGS. On constate que l'amplitude de l'anomalie théorique n'est plus que de 0,8 gamma, ce qui semble exclure l'hypothèse d'une structure uniquement salifère, à moins d'admettre un contraste de susceptibilité entre le sel et les roches encaissantes voisin de - 500 $\times$ 10⁻⁶ CGS.

« Il nous a semblé que la résiduelle 1 donnait une importance exagérée à l'anomalie B₁ et atténuait l'effet des axes positifs qui semblent apparaître sur le champ total. C'est pourquoi nous avons dessiné une nouvelle carte résiduelle en tenant compte d'une régionale intégrant mieux, nous semble-t-il, l'anomalie B₁ [fig. 75].

« B₁ pourrait être simplement une anomalie négative fictive due à la présence des anomalies positives A₁ et A₂.

« Les résultats de l'interprétation quantitative des anomalies A₁, A₂ et B₁ sont rassemblées dans le tableau ci-dessous :

TABLEAU 4

N° de l'anomalie sur la figure	Amplitude (en γ)	Hypothèse d'interprétation	Interprétation sur enregistrement (km)			Interprétation sur la carte résiduelle (km)		
			h	a	e	h	a	e
A ₁	66	P.M.	- 3,2	1,3	0,65	- 2,7	1,9	0,55
A ₂	6	P.M.	- 2,9	1,0	0,6	- 2,6	1,7	0,50
B ₁	8,5	P.M.				- 2,6	1,8	0,50
P.M. = structure du type « plaque mince »; h = profondeur du toit de la structure par rapport au niveau de la mer; a = largeur de la structure; e = épaisseur de la structure.								

« Les profondeurs sont sensiblement les mêmes pour les 3 anomalies, en moyenne - 2,6 km sur les coupes résiduelles et - 3,0 km sur les enregistrements analogiques, avec une erreur probable de l'ordre de 15 % en raison du bruit important qui perturbe les enregistrements.

« Les estimations de profondeur ont été faites dans l'hypothèse de structures du type « plaque mince ». L'emploi d'autres types d'abaques, tels que « plaque épaisse » ou compartiment infini vers le bas, donneraient des profondeurs qui placeraient le toit des structures nettement au-dessus du fond de la mer ».

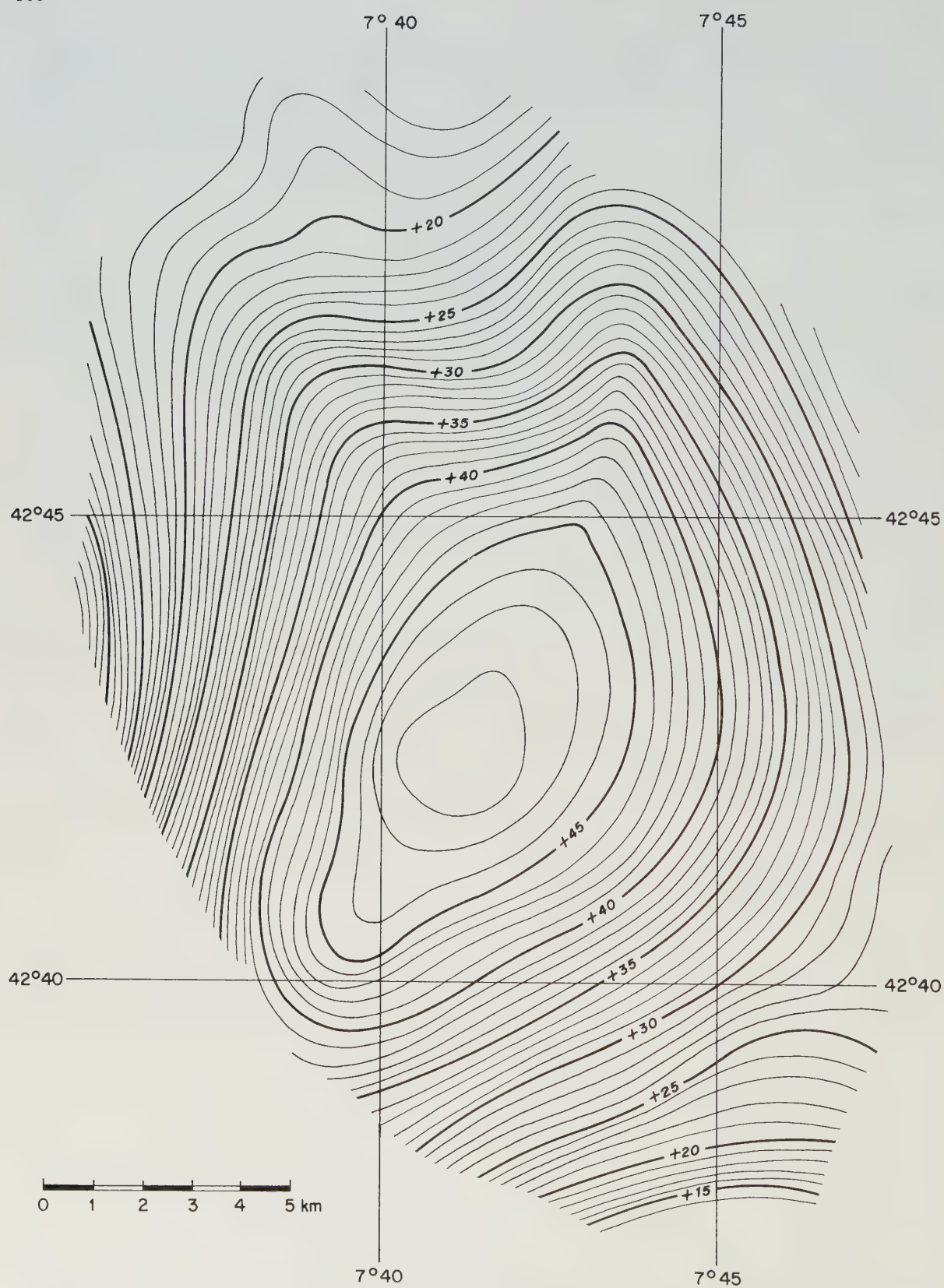


FIG. 72. — Résiduelle « brute », déduite de la figure 70 par soustraction d'un plan incliné de $3 \gamma/\text{km}$, orienté au 013° .

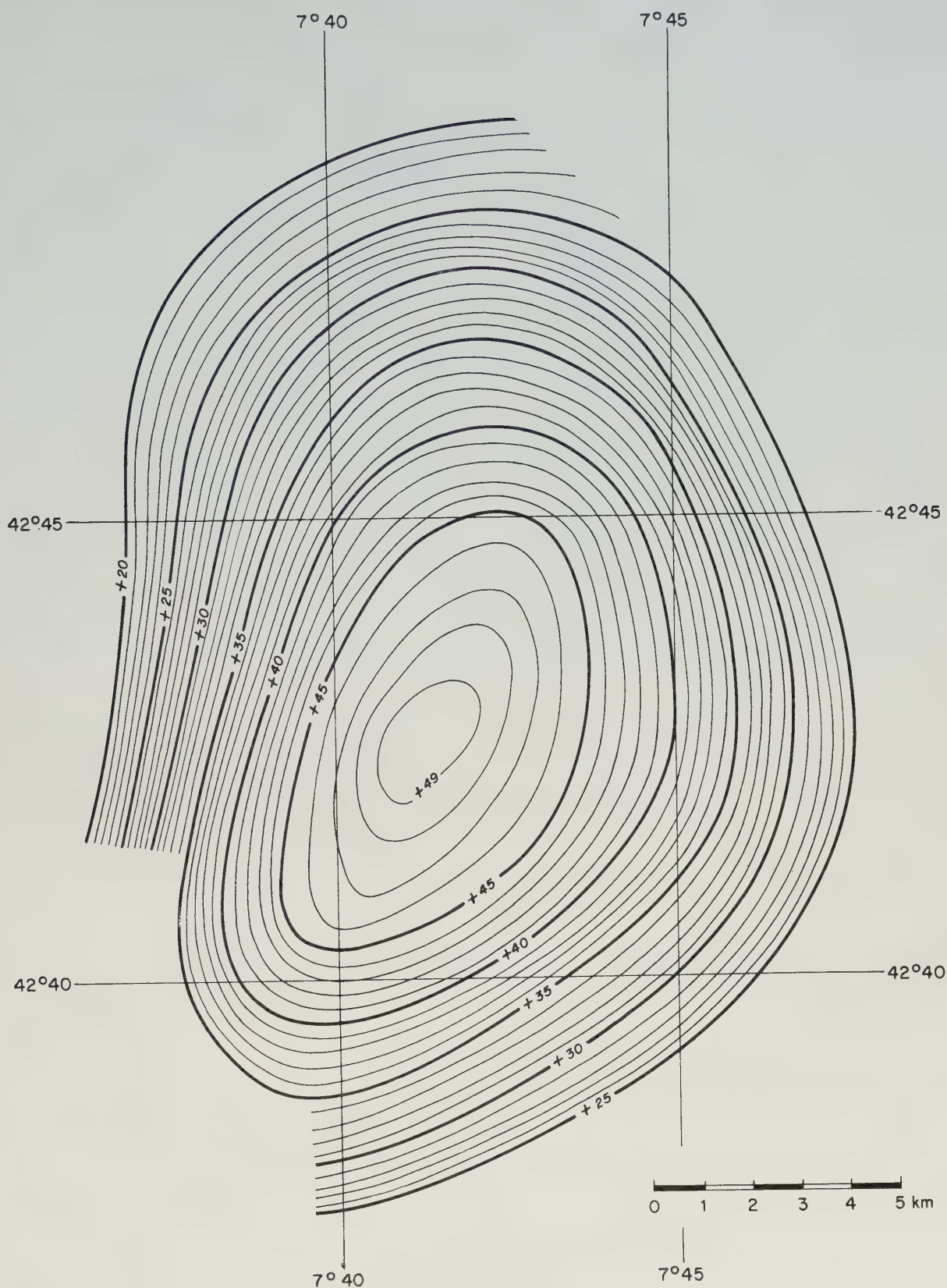


FIG. 73. — Carte de l'anomalie résiduelle lissée. Version MOM.

A partir de la carte précédente, on conserve les flancs est et ouest bien définis et l'on arrondit la structure dans sa partie N (NW en particulier); ce lissage est valable dans l'hypothèse suivante : l'anomalie « brute » est due à une structure profonde, les irrégularités de sa partie nord sont dues à une structure plus réduite et moins profonde.

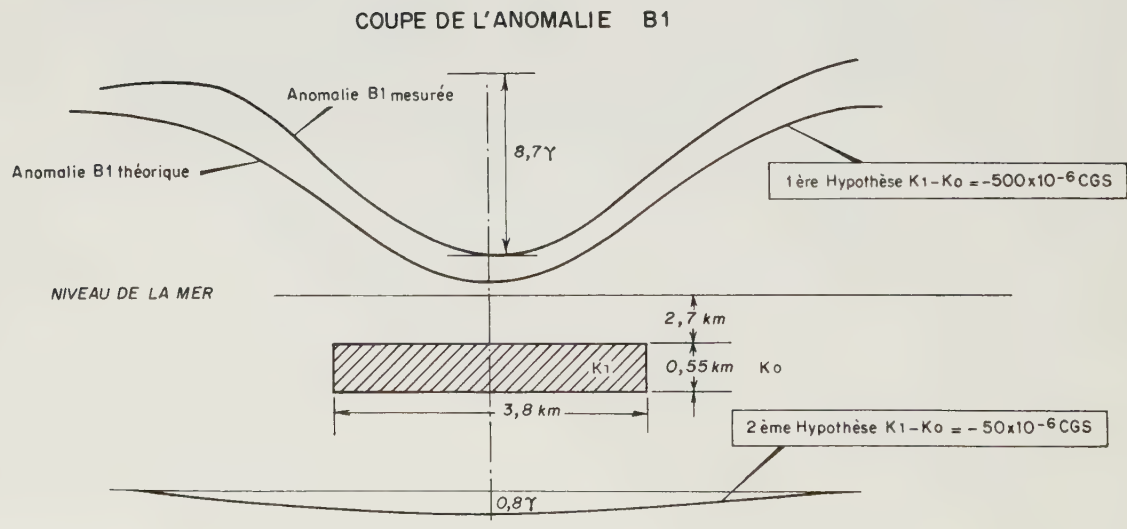
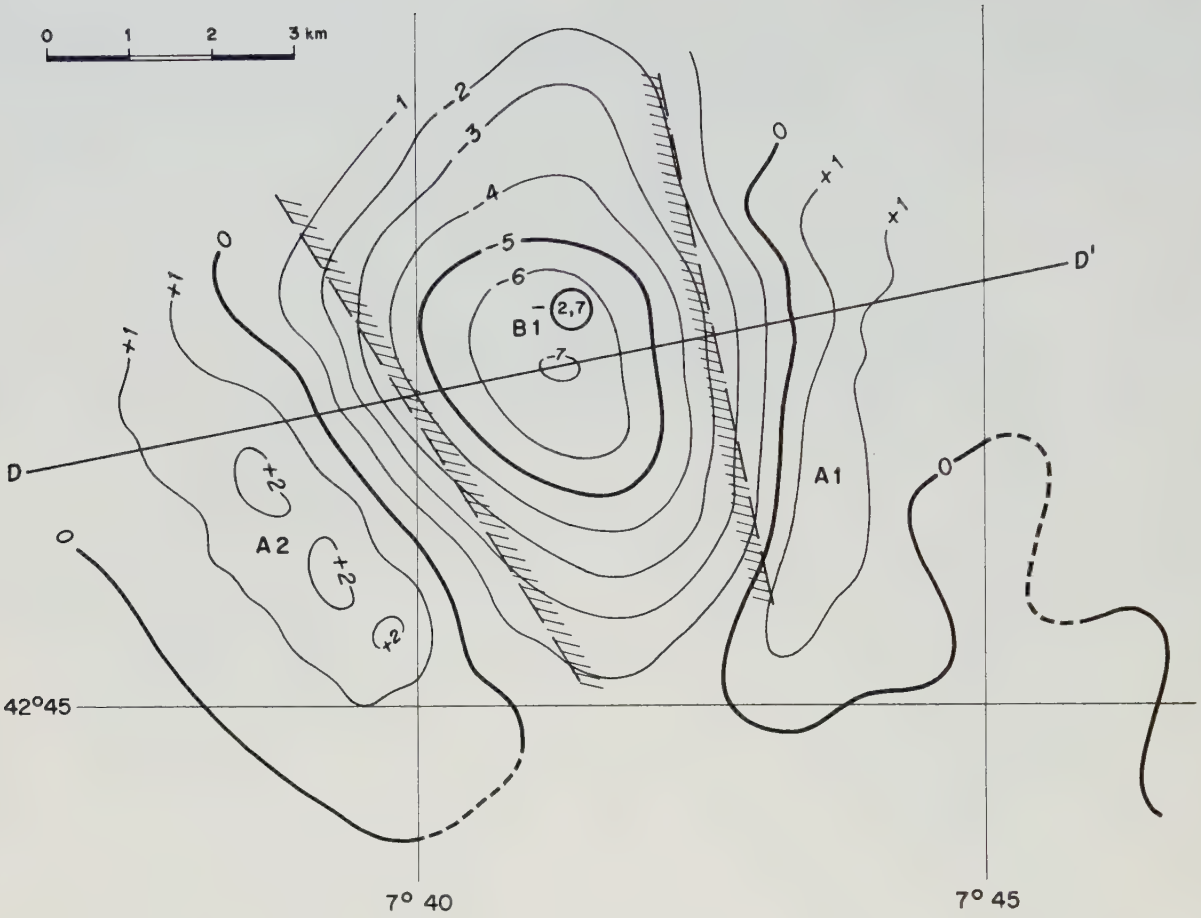


FIG. 74. — Résiduelle secondaire faisant apparaître une anomalie négative liée au dôme topographique (Version MOM).

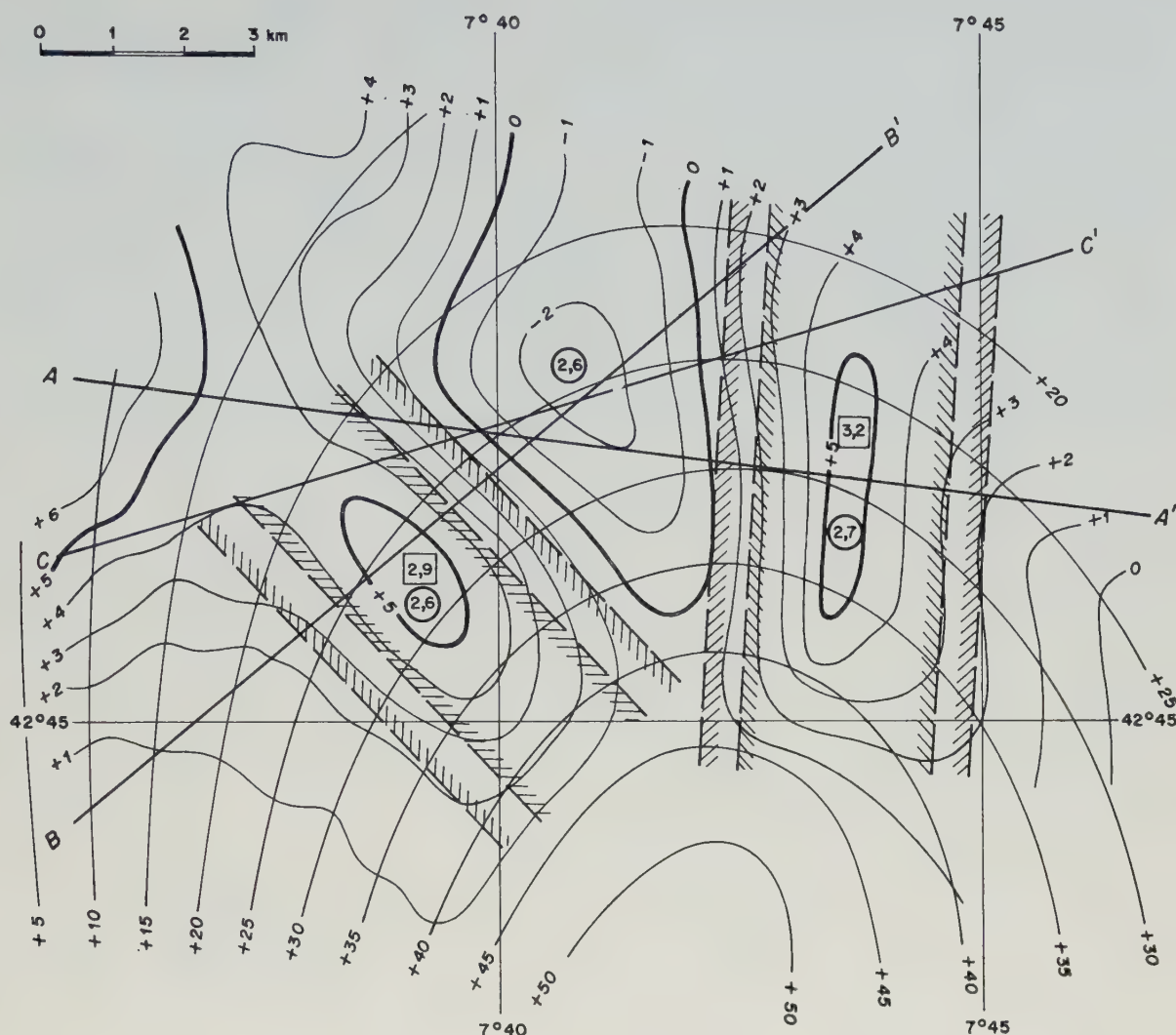


FIG. 75. — Résiduelle secondaire faisant apparaître deux légères anomalies positives sur les flancs de la colline A (Version C.G.G.).

Notons, avec PISANI, que la partie nord de la zone a été levée pendant une tempête magnétique alors que la station de référence avait cessé de fonctionner.

L'étude magnétique de détail confirme qu'il n'existe, dans cette zone, aucune structure à proprement parler volcanique correspondant aux dômes. Elle ne démontre pas que ceux-ci sont formés de sel.

2. Sondages sismiques continus

Une campagne a repris la zone précédente, à bord de la *Winnaretta-Singer*. Une ligne sur deux des profils du *Bannock* seulement a pu être sondée (fig. 71); les mesures ont dû être faites en deux fois et des impératifs d'horaire ont imposé une marche un peu trop rapide pour les trajets de direction N-S. Les enregistrements correspondants sont donc moins bons que ceux effectués selon les hyperboles NW-SE. L'appareillage utilisé est ici le *sparker* E.G. & G. 9 kJ, la flûte Chesapeake M 16 et l'enregistreur E.G. & G. modèle 254 [LEENHARDT, 1968 a].

Les réflecteurs G_1 [MAUFFRET, 1968] et G [ALINAT *et al.*, 1966] ont été pointés. Voici la description de leur caractère :

G_1 : amplitude moyenne; deux phases de fréquence 65 Hz environ précédées d'une petite phase (à 125 Hz), constituant la signature; continu et régulier; vers 130 ms sous le fond dans la séquence superficielle.

G : forte amplitude. L'amplitude de la troisième phase s'estompe à l'approche des accidents; fréquence de l'ordre de 65 Hz; trois phases régulières; dernière réflexion de la séquence superficielle à 350 ms en moyenne sous le fond.

Les cartes d'isochrones correspondantes ont été dressées (fig. 76 et 77) et les isopaques (fig. 78) entre ces deux niveaux dessinées. Il en résulte que, alors qu'au fond, les dômes occupent une surface négligeable, celle-ci est de 4 p. 100 au niveau G_1 et de 25 p. 100 au niveau G . les dépressions périphériques aux dômes sont bien visibles à tous les niveaux; la topographie du niveau G_1 est moins ondulée que celle du niveau G , la surface G_1 est *grosso modo* parallèle au fond, alors que la surface G marque un pendage plus fort vers le sud (*cf.* carte d'isopaques fig. 78); *les dômes sont enracinés au-dessous du réflecteur H*. Il résulte aussi qu'avec quelques approximations, le calcul indique les surfaces et les volumes de vase et du matériel formant les dômes (épaisseurs entre le fond et $G_1 = 0,118$ km, entre G_1 et $G = 0,260$ km).

TABLEAU 5

	Surface totale (en km ²)	Surface de sédiment	Surface de dôme	Rapport Dôme/ Sédiment (en p. 100) :
Au niveau du fond	330	328,5	1,5	0,56
Au niveau G_1	330	318,1	11,9	4
Au niveau G	330	264,3	65,7	25

TABLEAU 6

	Volume (en km ³)	Sédiments (en km ³)	Dôme (en km ³)	Rapport Dôme/ Sédiments (en p. 100)
Au-dessus du fond supposé plan	—			
Entre le fond et le niveau G_1	38,9	38,2	0,7*	2
Entre les niveaux G_1 et G	85,8	76,6	9,2**	12

* Le matériel des dômes est pratiquement concentré autour de la structure A.

** Le matériel des dômes est, en première approximation, régulièrement réparti.

Le sondage sismique continu révèle donc que les dômes ont une morphologie particulière : ils correspondent à des structures grossièrement tronconiques. Aucun réflecteur interne n'est enregistré. Certaines de ces structures n'affleurent pas. Toutes coupent à l'emporte-pièce les niveaux sédimentaires encaissants; ces strates sont relevées à leur contact. *C'est la morphologie classique des dômes de sel* (fig. 79).

C - LA NATURE DES DOMES

Une telle affirmation ne peut s'accepter sans discussion (fig. 80 et 81).

MENARD *et al.* [1965] ont relevé, par écho-sondage, des collines du même type au large de la Provence. Ils proposent pour toute colline abyssale les hypothèses suivantes : sommets de grands volcans partiellement enfouis, petits volcans ou laccolithes, dômes de boues, dômes de sel ou anticlinaux. Examinons les différentes possibilités :

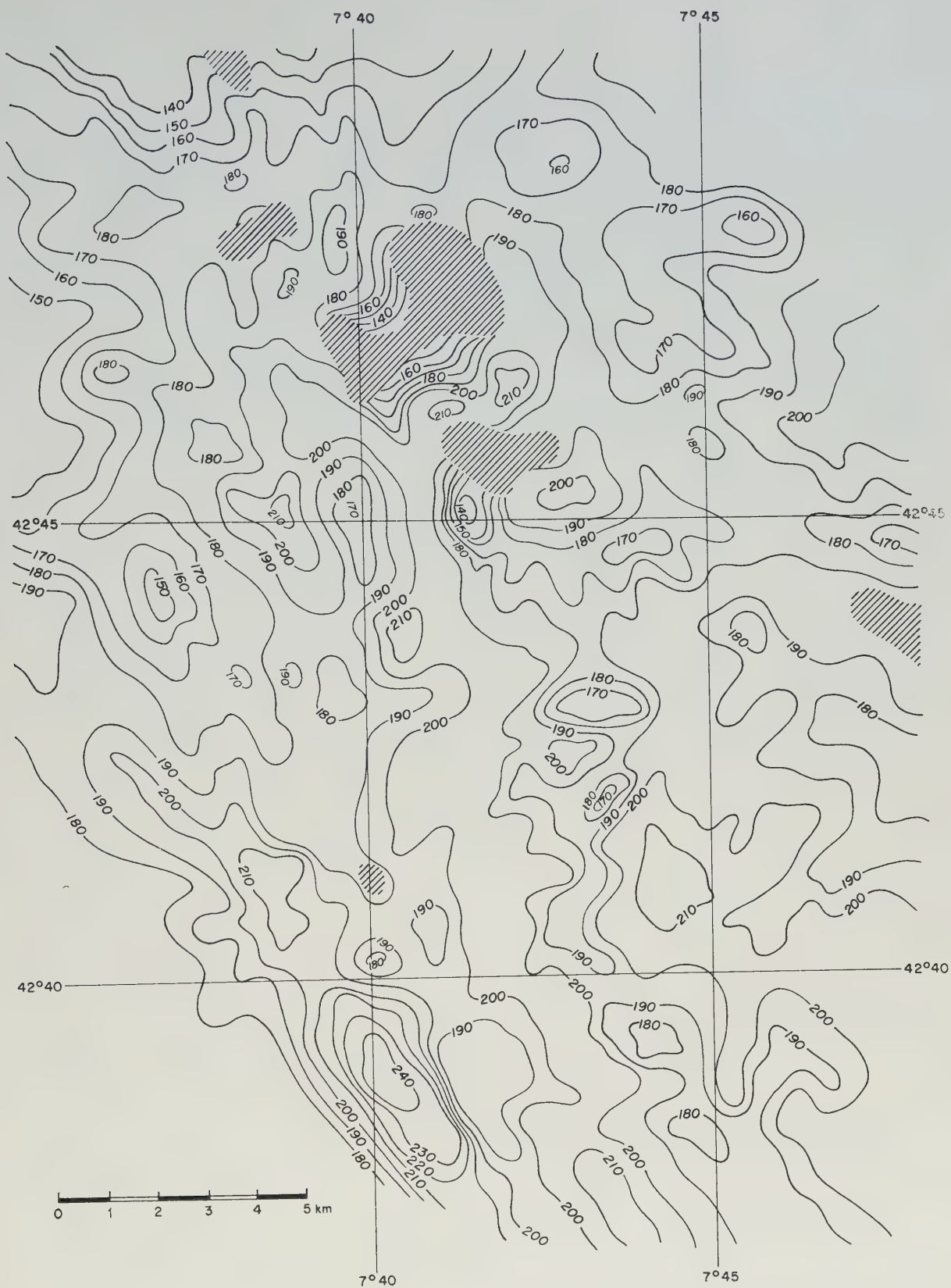
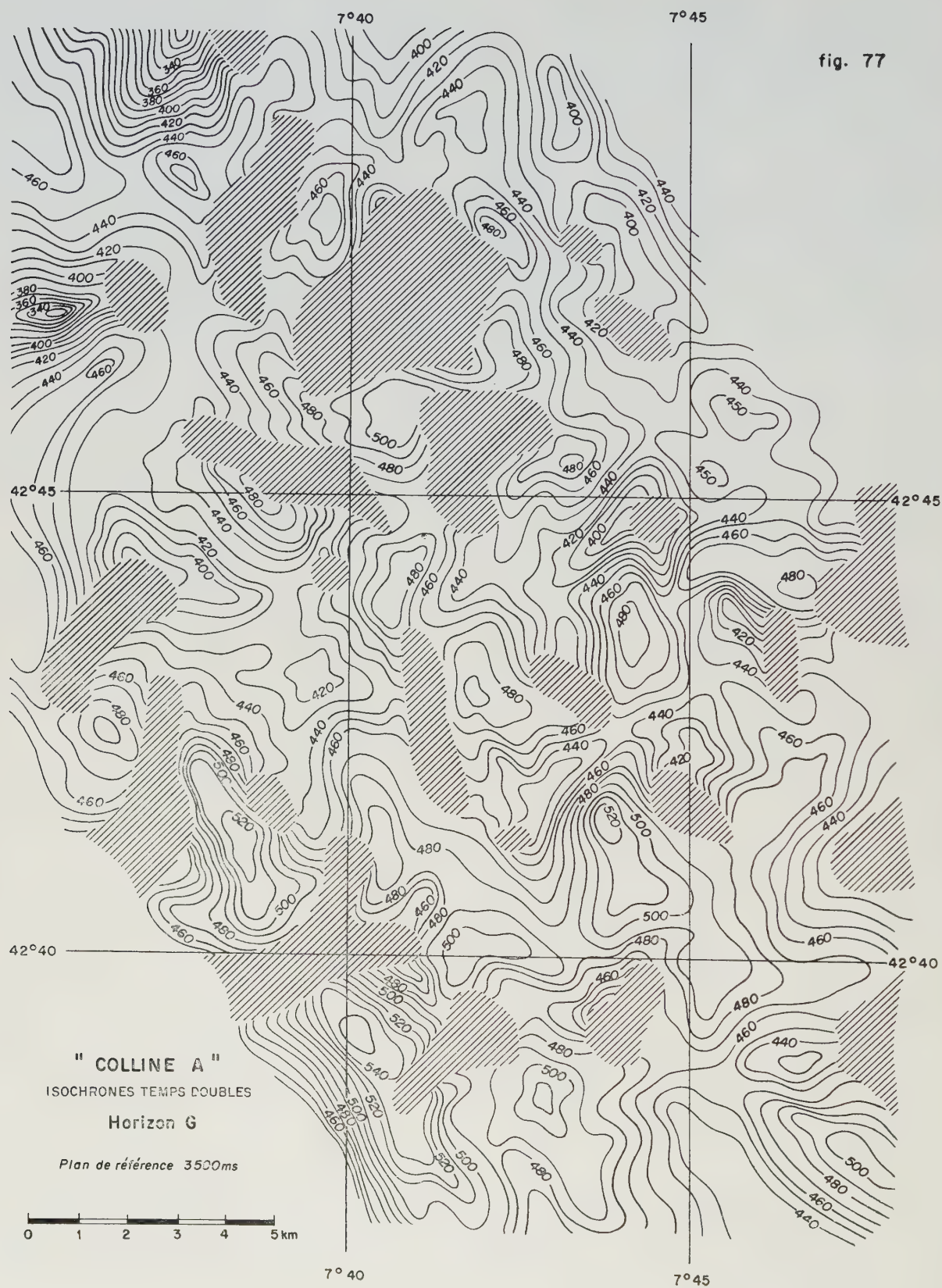


FIG. 76. — Isochrones du niveau G_1 , en temps doubles, par rapport à un plan de référence situé à 3 500 ms sous le niveau de la mer.



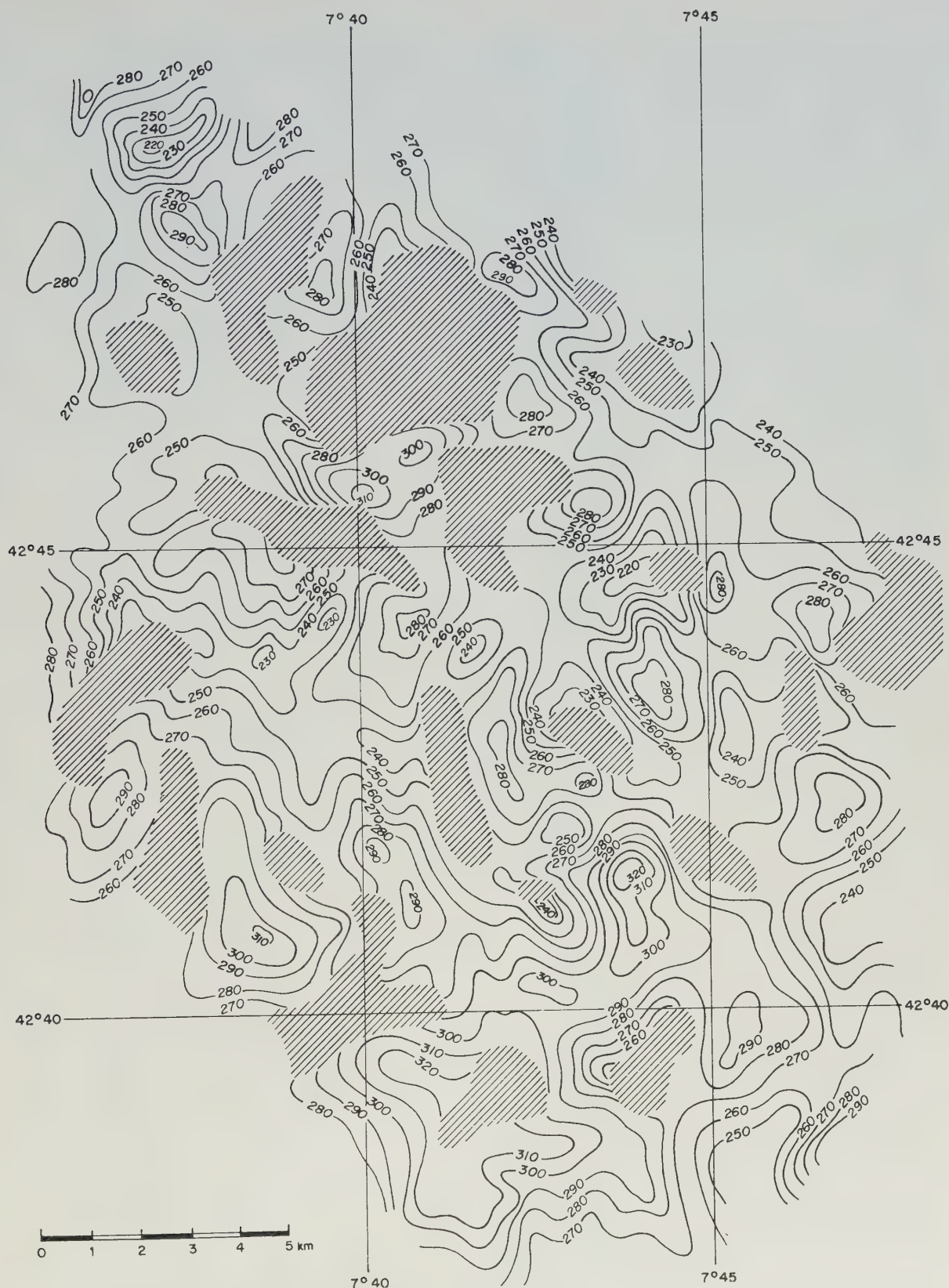


FIG. 78. — Isopaques en temps entre les niveaux G_1 et G .

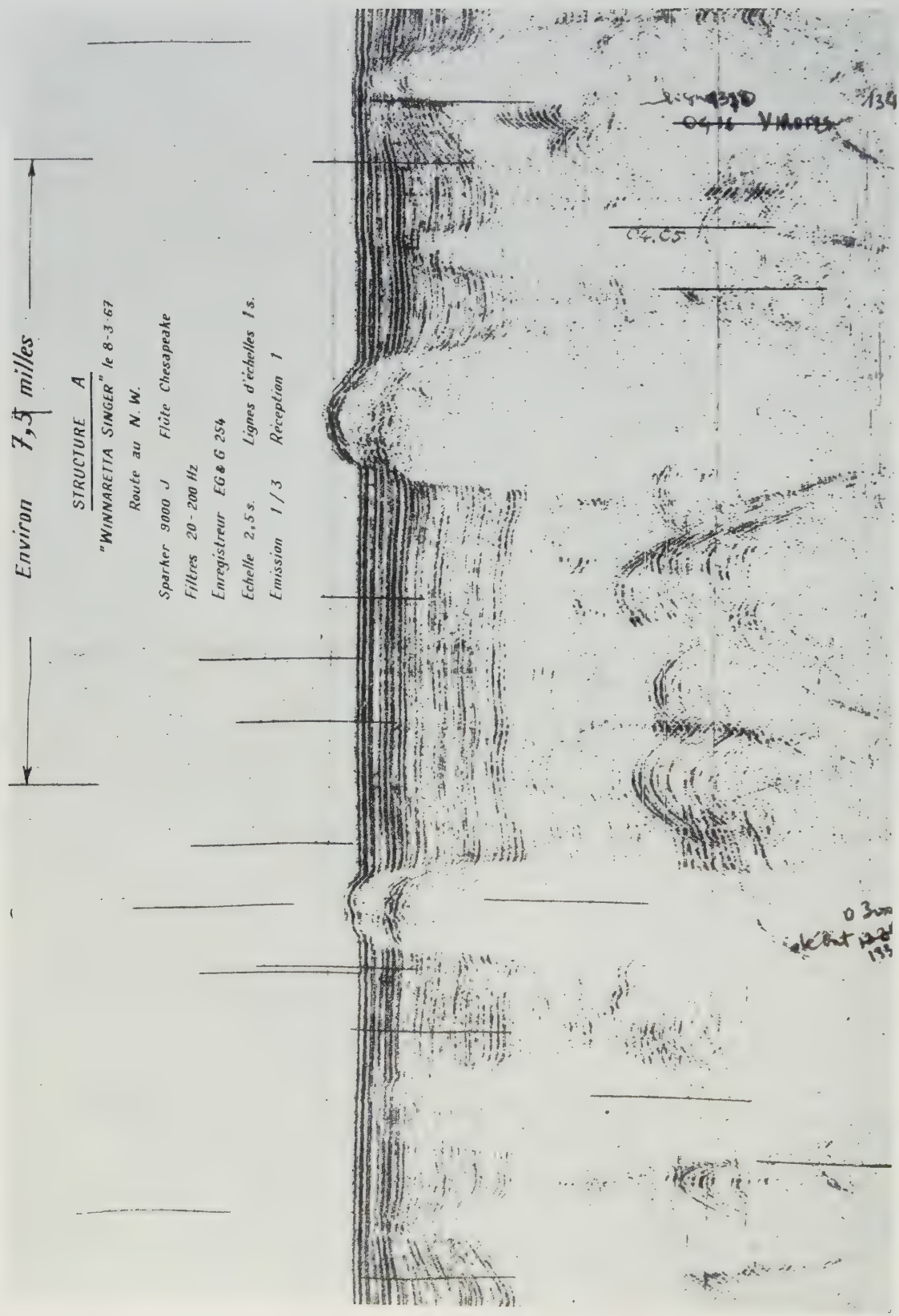


FIG. 79. — Coupe de la colline A. Winnaretta-Singer, mars 1967.

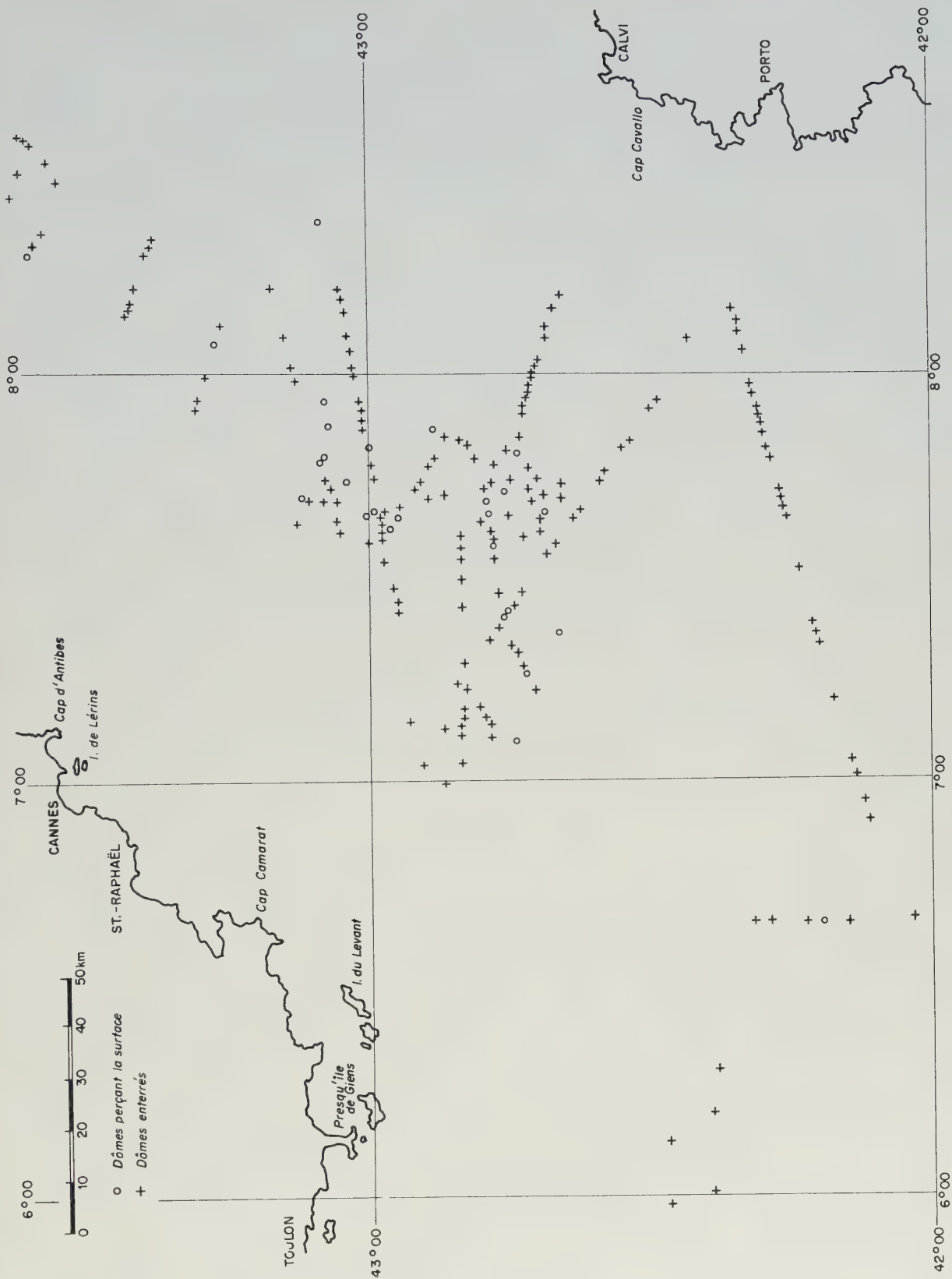


FIG. 80. — Carte des collines abyssales et des dômes non affleurants en mer Ligurie.

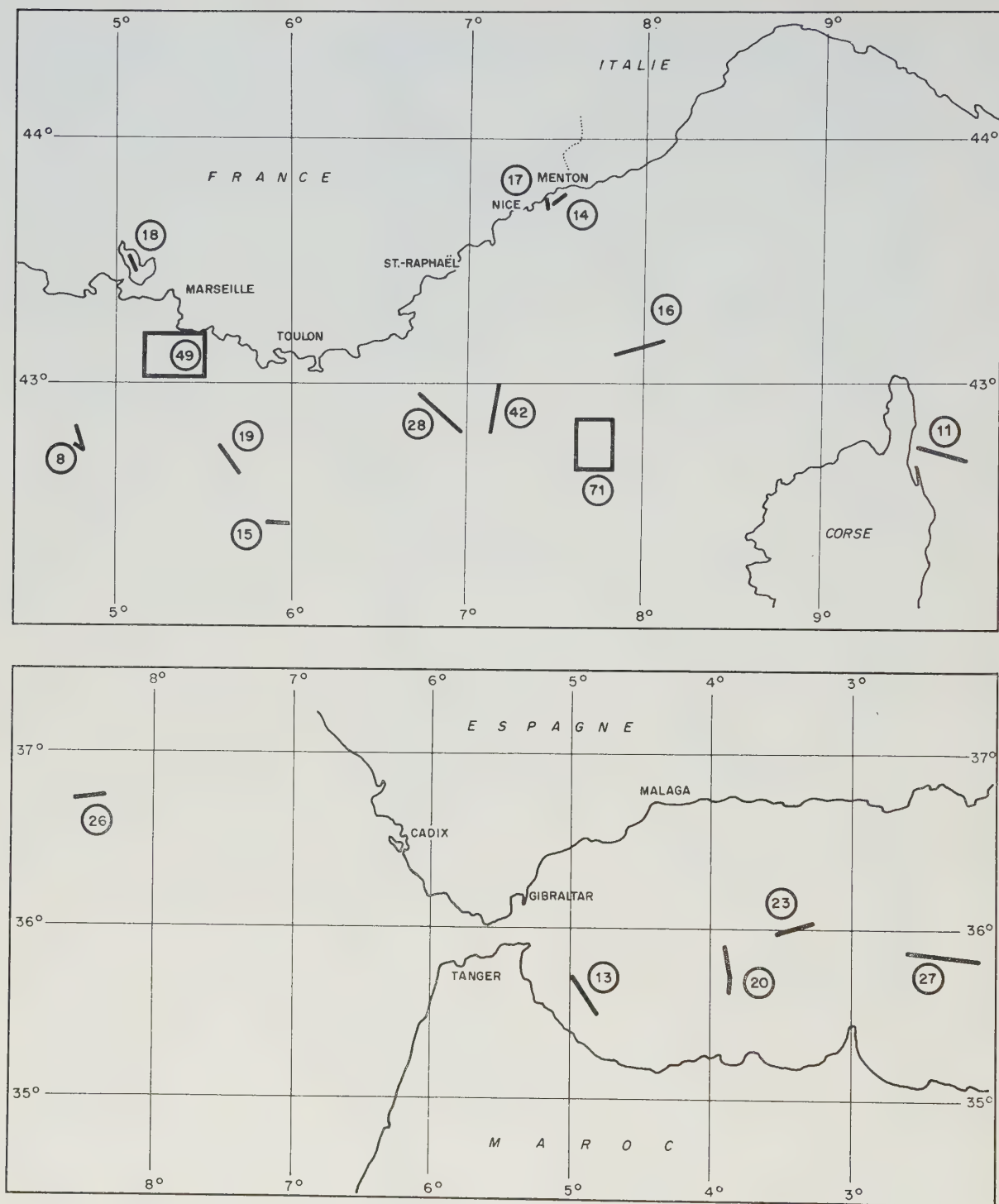


FIG. 81. — Position des illustrations présentées dans ce travail, dans le cadre des sondages sismiques continus effectués par le Musée océanographique.

1. Dômes de boues (*mud temps* ou *mud volcanoes*)

Discutant sur les *Sigsbee knolls*, collines découvertes par EWING* en 1953 dans la plaine abyssale *Sigsbee* (golfe du Mexique) et sur lesquelles nous reviendrons, MURRAY [1966] écrit que des schémas analogues résultent d'un ample diapirisme des masses argileuses sur les plateaux continentaux de Louisiane et du Texas. Cette hypothèse doit donc être aussi proposée pour expliquer la nature des *Sigsbee knolls*. Sans tirer argument du fait que les forages du projet JOIDES ont montré (1968) que les *Sigsbee knolls* sont bien des dômes de sel, je dirai que l'hypothèse de MURRAY ne me satisfait pas. En effet, pour-quoi des masses de boues ne seraient-elles pas pénétrées par les ondes sismiques alors que partout ailleurs les argiles forment un matériel de choix pour le sondage sismique continu?

2. Volcans ou laccolithes

Diverses illustrations présentées plus haut montrent des volcans de la mer d'Alboran. On voit que leur morphologie est très différente de celle des dômes de la zone A. De plus, aucune anomalie magnétique n'existe, nous l'avons vu, qui puisse être liée à ces dômes. SEGRE (*communication orale*) suggère que l'on compare ces structures aux coulées de pierre ponce d'Ischia, qui ont donné une anomalie gravimétrique négative et pas d'anomalie magnétique. En attendant des mesures gravimétriques effectuées de préférence sur le fond même, il me semble que l'argument morphologique suffit pour réfuter cette hypothèse.

3. Anticlinaux

Il serait tentant d'appliquer les calculs de GOGUEL [1968] sur les zones d'ombres des anticlinaux aux dômes de la mer Ligure. L'on suivrait, par tracé d'un horizon fantôme, un réflecteur à travers le dôme. Ce réflecteur pourrait en outre être faillé... Mais nous avons vu (chapitre III) que si la réflexion sur un anticlinal est moins intense que sur un horizon plan, elle est néanmoins nette. Il ne peut donc s'agir ici d'anticlinaux. De plus, quand bien même l'analyse ci-dessus serait prise en défaut, il faudrait expliquer quels mouvements tectoniques peuvent donner des structures aussi anarchiques : un exemple classique qui pourrait, sur une coupe isolée, donner la même apparence est celui des dentelles de Montmirail. Un quadrillage de profils à la maille utilisée dans l'étude de la colline A y montrerait immédiatement les beaux alignements de direction provençale qui ornent tous les panoramas du Vaucluse.

4. Karst géant

Considérant, à la Société géologique de France, une maquette établie à l'aide des cartes présentées plus haut (fig. 71 et 77), A. CAIRE a proposé d'y voir un karst géant. Le géophysicien-océanographe n'a pas, dans son expérience, d'arguments géologiques à opposer à cette hypothèse. Il peut seulement souhaiter à nouveau des mesures gravimétriques faites sur le fond, pour lever l'ambiguïté; rappeler qu'il faudra expliquer des falaises de l'ordre de 1 000 m de hauteur sur une superficie considérable; souligner qu'un karst fait passer progressivement d'un plateau à une zone à piliers, ce qui ne paraît pas être le cas.

5. Dômes de sel

L'hypothèse primitive, des dômes de sel**, n'est pas prouvée par échantillonnage direct des éléments salifères, mais *c'est celle qui explique le mieux les faits observés*.

Notons qu'en 1953 EWING a découvert des collines semblables quoique quatre fois plus hautes et larges, dans la plaine abyssale *Sigsbee*, au fond du golfe du Mexique; ce sont les *Sigsbee knolls*. Ces structures montrent la même morphologie que les dômes de sel ligures, une très légère anomalie gravimétrique négative et pas d'anomalie magnétique. Elles ont été interprétées comme des dômes de sel du même âge que ceux du plateau continental américain du golfe du Mexique : de **récents forages ont**, nous l'avons dit, **entièrement confirmé leur nature**.

Une dernière objection est présentée à cette interprétation : les *Sigsbee knolls* ont la taille normale des dômes de sel reconnus à terre et décrits dans la littérature, alors que les collines abyssales ligures ont une taille sensiblement plus réduite et sont plus nombreuses. L'argument est de poids, mais ce ne serait pas la première fois que l'on découvrirait au fond de la mer des choses nouvelles ou différentes de celles que l'observation des terres émergées nous a appris à connaître.

En conclusion d'une étude morphologique et sédimentologique de la colline A, ALINAT, BELLAICHE *et al.* [1970] écrivent : « La présence de pyrite néoformée et l'accroissement de la concentration ionique

* cf. EWING et ANTOINE [1966], TALWANI et EWING [1966].

** J'entends ici sel au sens large d'évaporites.

de l'eau interstitielle dans la vase surmontant ces dômes semblent indiquer l'existence des conditions d'oxydo-réduction liées souvent aux évaporites ». BELLAICHE et PAUTOT [1968], reprenant les mêmes données, concluent d'une manière plus affirmative encore.

En l'absence d'un carottage bien placé, qui devrait avoir au moins 50 mètres de longueur, il n'est pas possible de prouver qu'il s'agit effectivement de sel. Mais aucune autre hypothèse n'explique mieux les données disponibles. Nous admettrons donc que le fond de la mer Ligure est parsemé de dômes de sel. Nous pouvons observer (fig. 16, 21 et 79) que même les réflecteurs les plus proches du fond de l'eau, c'est-à-dire les plus récents, sont incurvés par les dômes de sel. Il est donc certain que leur montée s'est poursuivie au Quaternaire. Le diapirisme de la mer Ligure est un phénomène dont le début nous est inconnu mais qui continue, très probablement, sous nos yeux. Ceci n'entraîne cependant pas que le dépôt des évaporites qui forment les dômes doive être tertiaire. Il paraît probable, sans que je puisse développer ici une argumentation d'ailleurs fragile, qu'il est ancien ou que des dépôts salifères d'âges différents provoquent, par un phénomène de convergence, des dômes aux apparences analogues.

D - CONCLUSION

Les sondages sismiques continus en plaine abyssale ligure apportent des éléments originaux, nécessaires pour la connaissance de la structure du tréfonds, comme pour l'histoire de la plaine. Leur valeur réside dans leur simplicité. Mais l'interprétation d'une région aussi complexe requiert, en plus des apports de la géophysique marine et de la géologie terrestre, la puissance de synthèse qui caractérise la géodynamique.

Nous avons ainsi esquissé la structure du plateau continental provençal; nous avons supputé la nature de quelques formations de la plaine abyssale. Nous n'avons pas parlé de la pente que nos instruments, de bathymétrie ou de sismique, sont encore maladroits à pénétrer avec la même clarté que les étendues plates. Ceci n'empêche pas de souligner, en terminant, que l'étude que nous poursuivons ne tend pas à donner de la structure des fonds sous-marins une représentation schématique où les mots de plateau, de pente et de plaine recouvrent des concepts universels. Une telle approche des problèmes méditerranéens aboutirait, il me semble, à de graves contresens.

L'histoire du fond sous-marin doit être cohérente avec celle de ses bordures, dont la géologie nous livre la complexité. Aussi par un travail fin et clair avons-nous apporté des précisions qui auraient échappé à des reconnaissances aux mailles trop larges. Par un réseau serré de profils, nous avons analysé avec précision les structures que nous avons découvertes. Les documents originaux que nous apportons n'ont pas leur fin en eux-mêmes, ou dans une description confinée à l'histoire « océanographique » du fond de la mer. Ce sont les pièces d'un ensemble dont l'interprétation n'a de sens que dans le cadre de la géodynamique.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le but du sondage sismique continu est de révéler la structure de l'écorce terrestre.

Le travail à la mer est plus difficile que l'expérimentation en laboratoire : on ne navigue pas quand on le souhaite et comme on le désire, aussi le choix et la mise en œuvre raisonnée du matériel à la mer sont des opérations délicates; l'enregistrement résultant est un document fondamental, qui traduit la compétence de son auteur (fig. 81).

Tour à tour, outil de précision pour la sédimentologie ou capable de grandes pénétrations pour la recherche pétrolière, le sondage sismique continu est particulièrement adapté à la reconnaissance rapide des fonds océaniques. C'est bientôt une méthode de routine, comme l'écho-sondage. A 7 nœuds, 10 nœuds, puis 15 nœuds, les navires qui sillonnent la mer sondent son tréfonds.

Une zone donnée est couverte de profils denses formant un quadrillage serré, à la position rigoureusement définie par un réseau de radionavigation. L'analyse des enregistrements permet une interprétation quantitative : les cartes d'isochrones restituent la forme des surfaces que sont les réflecteurs; les cartes d'isopaques définissent les volumes qu'occupent telles ou telles séries géologiques; la mesure des vitesses de propagation des ondes élastiques dans le sous-sol, de plus en plus précise, contribue à l'exactitude de l'interprétation. Les carottages, nombreux et profonds, mènent à une connaissance géologique complète. L'ossature de l'écorce terrestre se découvre sous son manteau de vase. L'histoire géologique s'explique grâce à des documents nets et nouveaux.

Pour lire plus clairement et plus profondément dans le tréfonds marin, améliorons l'appareillage : B, la bande passante à l'émission, définit la résolution du système sismique. En régime impulsif $BT = 1$. Ceci nous a permis de considérer que la résolution dépend de la durée T du signal sismique. La méthode de la compression d'impulsions conduit à écrire :

$$BT = \mu$$

et l'on sait obtenir, techniquement, $\mu \geq 100$. Ainsi l'on allonge la durée d'émission pour augmenter l'énergie du signal sismique et l'on accroît sa bande passante pour affiner la résolution.

Les appareils à construire aujourd'hui font appel non à d'énormes puissances mais à cette méthode, née de la théorie de l'information. CLAY et LIANG sont les premiers à l'avoir utilisée, dès 1961. Son développement s'amplifie avec les progrès de l'électronique; on peut en espérer des résultats nettement plus précis, plus complets que précédemment, avec des pénétrations bien supérieures.

C'est, en vérité, une nouvelle épopée de l'exploration terrestre. Au siècle dernier, on découvrait, petit à petit, l'existence du relief océanique, par d'interminables stations aux résultats parfois erronés : le fil, pris par les courants, dérivait et la sonde donnait des profondeurs fausses. Depuis MARTI, il y a un demi-siècle, le sondage acoustique repère le vrai relief sous-marin : c'est comme si les mille quatre cents millions de kilomètres cubes d'eau de la mer étaient devenus transparents. Le sondage sismique continu nous rend aujourd'hui pénétrables trois cents millions de kilomètres cubes de sédiments avec précision et détail. Déjà nous avons exploré le tréfonds de l'océan sur une surface plus grande que celle des terres émergées. Bientôt nous le connaissons mieux que nous ne connaissons le sous-sol terrestre.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALDEN (J.M.) & FARRINGTON (L.A.), 1962. — Enregistrement graphique de haute précision du son dans l'eau. *Int. hydr. Rev.*, **39**, 1, pp. 125-137.
- ALINAT (J.), BELLAICHE (G.), GIERMANN (G.), LEENHARDT (O.) & PAUTOT (G.), 1970. — Morphologie et sédimentologie d'un dôme de la plaine abyssale ligure. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **69**, n° 1400, 21 p.
- ALINAT (J.) & COUSTEAU (J.), 1962. — Accidents de terrain en mer de Ligurie, in : *Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale*, pp. 121-123. — Paris, Centre national de la recherche scientifique.
- ALINAT (J.), COUSTEAU (J.-Y.), GIERMANN (G.), LEENHARDT (O.), PERRIEN (C.) & PIERROT (S.), 1969. — Lever de la carte bathymétrique de la mer Ligure. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **68**, n° 1395, 12 p.
- ALINAT (J.), GIERMANN (G.) & LEENHARDT (O.), 1966. — Reconnaissance sismique des accidents de terrain en mer Ligure. *C.R. Acad. Sci., Paris, (B)* **262**, 19, pp. 1311-1314.
- AUBOUIN (J.) & MENNESSIER (G.), 1960-63. — Essai sur la structure de la Provence, in : *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*, **2**, pp. 45-98. — Paris, Société géologique de France.
- BELLAICHE (G.), 1965. — Contribution à l'étude de la sédimentation actuelle dans le golfe de Fréjus. *Thèse. 3^e cycle. Géodynamique interne (géologie sous-marine). Paris. 1965.* 140 f.
- BELLAICHE (G.), LEENHARDT (O.) & PAUTOT (G.), 1966. — Sur l'origine des niveaux de vase liquide dans les carottes sous-marines prélevées au carottier à piston. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)* **263**, 11, pp. 808-811.
- BELLAICHE (G.) & PAUTOT (G.), 1968. — Sur la présence de niveaux à pyrite au sommet d'un dôme de la plaine abyssale ligure. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)* **267**, 11, pp. 991-993.
- BERGERON (J.), 1963. — Problèmes particuliers à l'étang de Thau. *D.E.S. Fac. Sci. Paris*. 46 f.
- BERGERON (J.), LEENHARDT (O.) & VEYSSEYRE (C.), 1963. — De l'utilisation du « mud penetrator » dans les études des sédiments immergés superficiels. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **256**, 24, pp. 5179-5181.
- BLANC (J.-J.), 1956. — Études sur l'îlot du Grand Congloué (Archipel de Riou, près Marseille). I. Études géologiques et sédimentologiques. *Ann. Inst. océanogr., Paris*, **32**, pp. 123-153 [*Résult. sci. Camp. 'Calypso'*, 2].
- BOCKEL (M.), 1962. — Projet d'une étude des propriétés acoustiques du fond de la mer par le bateau océanographique « Origny », in : *Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale*, pp. 59-62. — Paris, Centre national de la recherche scientifique.
- BOURCART (J.), 1960. — Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **57**, n° 1163, 20 p.
- BROUARDEL (J.) & SERRUYA (C.), 1968. — Mesure de productivité organique dans le lac de Nantua à l'aide du ¹⁴C. *Ann. Limnol.*, **4**, 1, pp. 133-147.
- BULLARD (E.C.), GASKELL (T.F.), HARLAND (W.B.) & KERR-GRANT (C.), 1940. — Seismic investigations of the Paleozoic floor of east England. *Phil. Trans., (A)* **239**, pp. 29-94.
- CHASSEFIÈRE (B.), 1968. — Sur la sédimentologie et quelques aspects de l'hydrologie de l'étang de Thau (Hérault). *Thèse. 3^e cycle. Géologie appliquée. Montpellier.* 135 f.
- CHASSEFIÈRE (B.) & LEENHARDT (O.), 1967. — Mesures acoustiques et mécaniques dans les vases. *Vie et Milieu, (B)* **18**, 1, pp. 1-32.
- CHASSEFIÈRE (B.), LEENHARDT (O.) & ROUX (M.R.), 1969. — Sondage sismique continu dans les étangs de Berre et de Thau. *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, **19**, 4, pp. 663-664.
- CHOLET (J.), DAMOTTE (B.), GRAU (G.), DEBYSER (J.) & MONTADERT (L.), 1968. — Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du golfe de Gascogne : commentaires sur quelques profils de sismique réflexion « flexotir ». *Rev. Inst. franç. Pétrole*, **23**, 10, pp. 1029-1045.

- CLAY (C.S.) & RONA (P.A.), 1965. — Studies of seismic reflections from thin layers on the ocean bottom in the western North Atlantic. *J. geophys. Res.*, **70**, 4, pp. 855-869.
- CORNET (C.), 1966. — Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. *Thèse. Sci. Paris*. 252 p.
- DAMOTTE (B.) & HÉMON (C.), 1968. — Traitement de l'information sismique en océanographie. *Communication présentée au Colloque du C.N.R.S. sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine (Villefranche-s/Mer, 12-20 septembre 1968)*. iv-34 p.
- DUCROT (J.), 1967. — Premières données sur la structure profonde du banc des Blauquières (région de La Ciotat, Bouches-du-Rhône). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1967, 3, p. 80.
- EDGERTON (H.E.), 1968. — Sonar for sub-bottom penetration. *Communication présentée au Colloque du C.N.R.S. sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine (Villefranche-s/Mer, 12-20 septembre 1968)*. 5 f.
- EDGERTON (H.E.), GIERMANN (G.) & LEENHARDT (O.), 1967. — Étude structurale de la baie de Monaco en sondage sismique continu. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **67**, n° 1377, 6 p.
- EDGERTON (H.E.) & LEENHARDT (O.), 1963. — Expériences de sondage élastique du fond de la mer. *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, **17**, 3, pp. 975-984.
- EDGERTON (H.E.) & LEENHARDT (O.), 1966. — Monaco : the shallow continental shelf. *Science*, **152**, n° 3725, pp. 1106-1107.
- EWING (M.) & ANTOINE (J.), 1966. — New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee deep and upper continental slope, Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **50**, 3, pp. 479-504.
- EWING (M.), CRARY (A.P.) & RUTHERFORD (H.M.), 1937. — Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Part I : methods and results. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **48**, pp. 753-801.
- FAHLQUIST (D.A.) & HERSEY (J.B.), 1969. — Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **67**, n° 1386, 52 p.
- FROGET (C.), 1967. — Découverte d'affleurements quaternaires anciens sur le Précontinent provençal, au large de l'île de Riou. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (D) **264**, 2, pp. 212-214.
- FROGET (C.) & LEENHARDT (O.), 1968. — Précision sur les calcarénites du Quaternaire ancien submergées au large de Marseille (Bouches-du-Rhône). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1968, 4, p. 113.
- GAROTTA (R.) & MICHON (D.), 1967. — *Étude continue des vitesses et des corrections dynamiques*. — Paris, Compagnie générale de géophysique. 9 p. [Conférence présentée au Congrès de l'EAEG Stockholm, 7 juin 1967].
- GÉRARD (A.), 1967. — Études magnétiques en Méditerranée occidentale. *Diplôme Ing. géophys. Strasbourg*. 138 f.
- GIERMANN (G.), 1969. — Morphologie et tectonique du plateau continental entre le cap Cavallo et Saint-Florent (Corse). *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **69**, n° 1397, 6 p.
- GLANGEAUD (L.), 1966. — Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de *Géomède I*. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (D) **262**, 24, pp. 2405-2408.
- GLANGEAUD (L.), ALINAT (J.), POLVÈCHE (J.), GUILLAUME (A.) & LEENHARDT (O.), 1966. — Grandes structures de la mer Ligure : leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) **8**, 7, pp. 921-937.
- GLANGEAUD (L.), BOBIER (C.) & BELLAICHE (G.), 1967. — Évolution néo-tectonique de la mer d'Alboran et ses conséquences paléographiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (D) **265**, 22, pp. 1672-1675.
- GLANGEAUD (L.), LEENHARDT (O.) & SERRUYA (C.), 1964. — Structures enregistrées par le « mud-penetrator » dans les sédiments quaternaires du Léman. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **258**, 19, pp. 4816-4818.
- GLANGEAUD (L.), SCHLICH (R.), PAUTOT (G.), BELLAICHE (G.), PATRIAT (P.) & RONFARD (M.), 1965. — Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) **7**, 6, pp. 998-1009.
- GOGUEL (J.), 1968. — Note sur la restitution des miroirs inclinés à partir d'un profil sismique continu. *Communication présentée au Colloque du C.N.R.S. sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine (Villefranche-s/Mer, 12-20 septembre 1968)*.

- GREFFARD, 1966. — Contribution à l'étude des relations entre la propagation du son et la nature physico-chimique des sédiments marins. *Rapp. 90/BEO*. 30 f.
- GUIEYSSE (L.) & SABATHÉ (P.), 1964. — *Acoustique sous-marine*, 2^e éd. — Paris, Dunod. xii-251 p.
- HAMILTON (E.L.), 1963. — Sediment sound velocity measurements made *in situ* from bathyscaph Trieste. *J. geophys. Res.*, **68**, 21, pp. 5991-5998.
- HERSEY (J.B.), 1963. — Continuous reflection profiling, in : *The Sea*, **3**, pp. 47-71. — New York, London, Interscience publishers.
- HERSEY (J.B.), 1965. — Sedimentary basins of the Mediterranean Sea. *Colston Pap.*, **17** [Submarine geology and geophysics], pp. 75-91.
- HOSKINS (H.) & KNOTT (S.T.), 1961. — Geophysical investigation of Cape Cod Bay, Massachusetts, using the continuous seismic profiler. *J. Geol.*, **69**, 3, pp. 330-340.
- HOUTZ (R.), EWING (J.) & LE PICHON (X.), 1968. — Velocity of deep-sea sediments from sonobuoy data. *J. geophys. Res.*, **73**, 8, pp. 2615-2641.
- KRAMER (F.S.), PETERSON (R.A.) & WALTER (W.C.), 1968. — *Seismic energy sources*. — Houston, United Geophysical Corporation. 57 p. [Presented at the 38th Annual Meeting of the SEG, Denver, Colorado, October, 1968].
- KRAUSE (D.C.), 1962. — Interprétation des profils de sondage par écho. *Int. hydrogr. Rev.*, **39**, 1, pp. 65-124.
- LEENHARDT (O.), 1957. — État des recherches séismiques sous-marines. I. Mesures par la méthode de réflexion. *Rev. Géogr. phys.*, **1**, 3, pp. 189-198.
- LEENHARDT (O.), 1961. — Essais du sondeur sous-marin « thumper » sur la « Calypso » au large de Marseille. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1961, 7, p. 181.
- LEENHARDT (O.), 1962 a. — Application de la méthode de statistique de ΔT à l'étude des sédiments meubles du golfe du Lion. *Thèse. 3^e cycle. Océanographie physique. Paris. 1962*. 67 f.
- LEENHARDT (O.), 1962 b. — Dépouillement d'un profil sismique par la méthode de réfraction tiré au large de la côte varoise. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1962, 4, pp. 125-126.
- LEENHARDT (O.), 1963 a. — Un sondage sismique continu sur le plateau continental près du Planier (Marseille). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **257**, 8, pp. 1541-1544.
- LEENHARDT (O.), 1963 b. — Technique géophysique d'exploration archéologique sous-marine. *Rev. Géogr. phys.*, **2**, 4, pp. 333-334.
- LEENHARDT (O.), 1964 a. — Le mud penetrator. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **62**, n° 1303, 44 p.
- LEENHARDT (O.), 1964 b. — Progrès dans les études de sédimentologie superficielle sous-marine. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1964, 4, pp. 162-163.
- LEENHARDT (O.), 1966. — Suggestions pour le sondage des fonds de vase fluide. *Int. hydrogr. Rev.*, **43**, 1, pp. 63-72.
- LEENHARDT (O.), 1968 a. — Le problème des dômes de la Méditerranée occidentale. Étude géophysique de la structure A. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) **10**, pp. 497-509.
- LEENHARDT (O.), 1968 b. — Choix des récepteurs pour le sondage sismique continu. *Communication présentée au Colloque du C.N.R.S. sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine (Villefranche-s/Mer, 12-20 septembre 1968)*.
- LEENHARDT (O.), 1969. — Analyse en sondage sismique continu. *Int. hydrogr. Rev.*, **46**, 1, pp. 51-79.
- LEENHARDT (O.) & ALLA (G.), 1969. — Structure du plateau continental provençal. *Vie et Milieu*, (B) **20**, 1, pp. 1-12.
- LEENHARDT (O.) & ROUX (M.R.), 1967. — Morphologie du substratum de l'étang de Berre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) **7**, 9, pp. 88-92.
- LE PICHON (X.), EWING (J.) & HOUTZ (R.E.), 1968. — Deep-sea sediment velocity determination made while reflection profiling. *J. geophys. Res.*, **73**, 8, pp. 2597-2614.
- LINDER (E.) & LEENHARDT (O.), 1964. — Recherches d'archéologie sous-marine sur la côte méditerranéenne d'Israël. *Rev. archéol.*, pp. 47-51.
- MCGUINNESS (W.T.), BECKMANN (W.C.) & OFFICER (C.B.), 1962. — The application of various geophysical techniques to specialized engineering projects. *Geophysics*, **27**, 2, pp. 221-236.
- MARIES (A.C.) & BECKMANN (W.C.), 1961. — A new geophysical method for the exploration of undersea coalfields. *Mining Engineer*, **4**, pp. 261-276.

- MAUFFRET (A.), 1968. — Étude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne Géomède I au large des Baléares et en mer Ligure. *Thèse. 3^e cycle. Géologie sous-marine. Paris. 1968.* II-93 f.
- MENARD (H.W.), SMITH (S.M.) & PRATT (R.M.), 1965. — The Rhône deepsea fan. *Colston Pap.*, **17** [Submarine geology and geophysics], pp. 271-285.
- MICHON (D.) & MERLAND (J.), 1968. — *Geological interpretation of velocities derived from move out corrections*. — Paris, Compagnie générale de géophysique. 9 p. [Presented at the 38th annual international S.E.G. meeting. September 29-October 3, 1968, Denver].
- MORGAN (N.A.), 1967. — The use of the continuous seismic profiler to solve hidden layer problems. *Geophys. Prospect.*, **15**, 1, pp. 35-43.
- MORLET (J.) & GUÉRY (M.), 1961. — Réinterprétation du tir d'anisotropie de Tessalit 101. *Rapport interne C.E.P.*
- MORLET (J.) & SCHWAETZER (T.), 1961. — Mesures d'amplitude des ondes ultrasoniques dans les sondages. *Geophys. Prospect.*, **9**, 4, pp. 544-567.
- MORLET (J.) & SCHWAETZER (T.), 1962. — Mesures d'amplitude dans les sondages : le log d'atténuation. *Geophys. Prospect.*, **10**, 4, pp. 539-547.
- MURAOUR (P.), DUCROT (J.) & FRAPPA (M.), 1967. — Résultats d'un sondage-réfraction sur le haut-fond du Méjean (Estérel). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1967, 4, pp. 123-125.
- MURAOUR (P.) & GROUBERT (E.), 1963. — Étude sismique par réflexion au sud de l'île du Planier (Marseille). *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **61**, n° 1275, 15 p.
- MURRAY (G.E.), 1966. — Salt structures of Gulf of Mexico basin. A review. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **50**, 3, pp. 439-478.
- NICOD (J.), 1967. — Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. *Thèse. Lettres. Aix. 1967.* 570 p.
- OTTMANN (F.), 1965. — *Introduction à la géologie marine et littorale*. — Paris, Masson. 260 p.
- PAUTOT (G.), 1967. — Structure sous-marine du haut-fond du Méjean (Sud de Cannes). *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)* **265**, 15, pp. 1028-1030.
- PERRIEN (C.), 1965. — Utilisation d'une chaîne Rana H en Méditerranée occidentale. *Int. hydrogr. Rev.*, suppl. [Aides radioélectriques à la navigation maritime et à l'hydrographie], **6**, pp. 67-79.
- QUARLES (M.W.), 1958. — Interprétation des enregistrements de sismique réflexion. *Rapport interne C.E.P.*
- ROBERSON (M.I.), 1964. — Continuous seismic profiler survey of Oceanographer, Gilbert, and Lydonia submarine canyons, Georges Bank. *J. geophys. Res.*, **69**, 22, pp. 4779-4789.
- ROSAIRE (E.E.) & LESTER (O.C.), 1932. — Seismological discovery and partial detail of Vermillion Bay salt dome, Louisiana. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **16**, 12, pp. 1221-1229.
- SCHMITZ (P.), 1964. — Enregistrement magnétique en sondage sismique continu. *Diplôme Ing. géophys. Strasbourg*.
- SERRUYA (C.) & LEENHARDT (O.), 1968. — Étude par carottages d'une structure mise en évidence en sondage de vase dans le lac Léman. *Sediment. Geol.*, **2**, 4, pp. 257-261.
- SHUMWAY (G.) & HUCKABY (W.B.), 1961. — Equipment for *in situ* measurements of sound velocity and absorption in sea floor sediments. *J. acoust. Soc. Amer.*, **33**, 6, p. 841.
- TALWANI (M.) & EWING (M.), 1966. — A continuous gravity profile over the Sigsbee knolls. *J. geophys. Res.*, **71**, 18, pp. 4434-4438.
- TERMIER (P.), 1924. — La dérive des continents. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, **21**, n° 443, 23 p.
- ULONSKA (A.) & JARKE (J.), 1966. — Ein Gerät zur *in situ*-Messung der Schallgeschwindigkeit in marinen Sedimenten. *Dtsch. hydrogr. Z.*, **19**, 3, pp. 113-120.
- URICK (R.), KELLY (C.) & STRIPLING (M.), 1965. — A method of airborne bottom-reflectivity surveying. *Tech. Rep. Nav. oceanogr. Lab.*, pp. 65-90.
- VEYSSEYRE (C.), BERGERON (J.), NESTEROFF (W.D.), LEENHARDT (O.) & PAUTOT (G.), 1964. — Sur l'origine des cadoules de l'étang de Thau. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **258**, 1, pp. 286-289.
- WINDISH (C.C.) & EWING (J.I.), 1967. — Some towed line hydrophone arrays for seismic reflection profiling. *Tech. Rep. Lamont geol. Obs.*, **2**, 23 f.

Liste des rapports (M.O.M.-OL) non publiés cités dans le texte

- 001 : *Rapport de voyage sur le R/V Chain de W.H.O.I.* — Janvier 1962.
- 002 : *Essai d'interprétation d'enregistrements de sismique réflexion faits par le Chain le 16 septembre 1961.*
— Janvier 1962.
- 023 : *Interprétation d'un sondage réfraction superficiel devant l'aéroport de Nice-Côte d'Azur.* — 1^{er} octobre 1963.
- 050 : *Étude sismique dans le lac de Nantua.* — 16 mars 1965.
- 054 : *Recherche du rocher en Loire.* — 1^{er} décembre 1965.
- 055 : Mesures de vitesse dans la vase par réflexion oblique. — 1^{er} décembre 1965.
- 066 : *Compte rendu de voyage en Scandinavie.* — 7 juillet 1967.
- 070 : *Sondage de vase devant l'aéroport de Nice.* — 18 septembre 1967.

Ces rapports sont disponibles au Musée océanographique.

Annexe

Une annexe, multicopiée, décrit les appareillages. Elle sera envoyée sur demande adressée au Musée océanographique.

Ce travail a pu être publié grâce au concours financier de :

la compagnie EDGERTON, GERMESHAUSEN and GRIER, Inc. (E.G. & G.);

la Compagnie générale de géophysique (C.G.G.);

la compagnie THOMSON-C.S.F. (Département d'électro-acoustique);

la Société de prospection électrique (S.P.E.);

la Société des bains de mer (S.B.M.).

la société Geospace-France;

Les dessins sont de S. PIERROT, la maquette, de J. CARPINE-LANCRE.

Achevé d'imprimer sur les presses
de la Société Nouvelle de l'Imprimerie Nationale de Monaco
le 15 avril 1970.

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Vu et approuvé

Paris, le 17 mars 1970

Le Doyen de la Faculté des Sciences
de Paris,

Marc. ZAMANSKY

Vu

et permis d'imprimer

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Robert MALLET

